



Vulkaner - hvorfor smelter Jorden?

Holm, Paul Martin; Larsen, Lotte Melchior

Published in:
Geoscience - en inspirationsbog til fagene geovidenskab og naturgeografi i gymnasiet

Publication date:
2013

Document version
Også kaldet Forlagets PDF

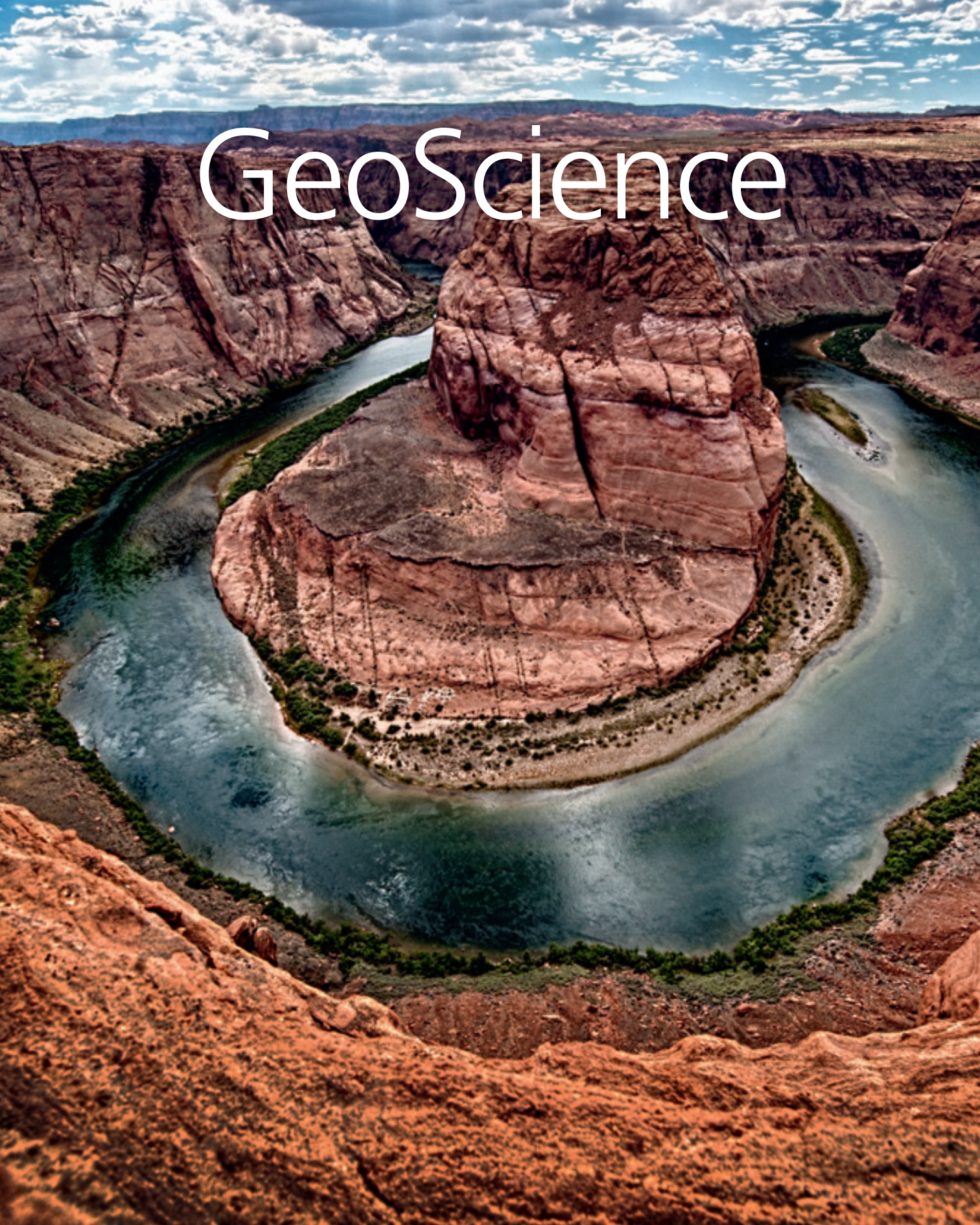
Citation for published version (APA):
Holm, P. M., & Larsen, L. M. (2013). Vulkaner - hvorfor smelter Jorden? I C. B. Hansen (red.), *Geoscience - en inspirationsbog til fagene geovidenskab og naturgeografi i gymnasiet* (s. 16-25). Museum Tusculanum.



GeoScience

- en inspirationsbog til fagene geovidenskab
og naturgeografi i gymnasiet

GeoScience



Redaktør:

Carsten Broder Hansen

Redaktionelle medarbejdere:

Kommunikationsmedarbejder Marianne Hedegaard Knudsen Forti
Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning
Det Natur- og Biovidenskabelige Fakultet
Københavns Universitet

Tegner Annabeth Andersen

De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS)

Projektleddelse:

Kommunikationschef Joakim Groth
Det Natur- og Biovidenskabelige Fakultet
Københavns Universitet

Informationschef Henrik Højmark Thomsen

De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS)

Grafisk design og produktion:

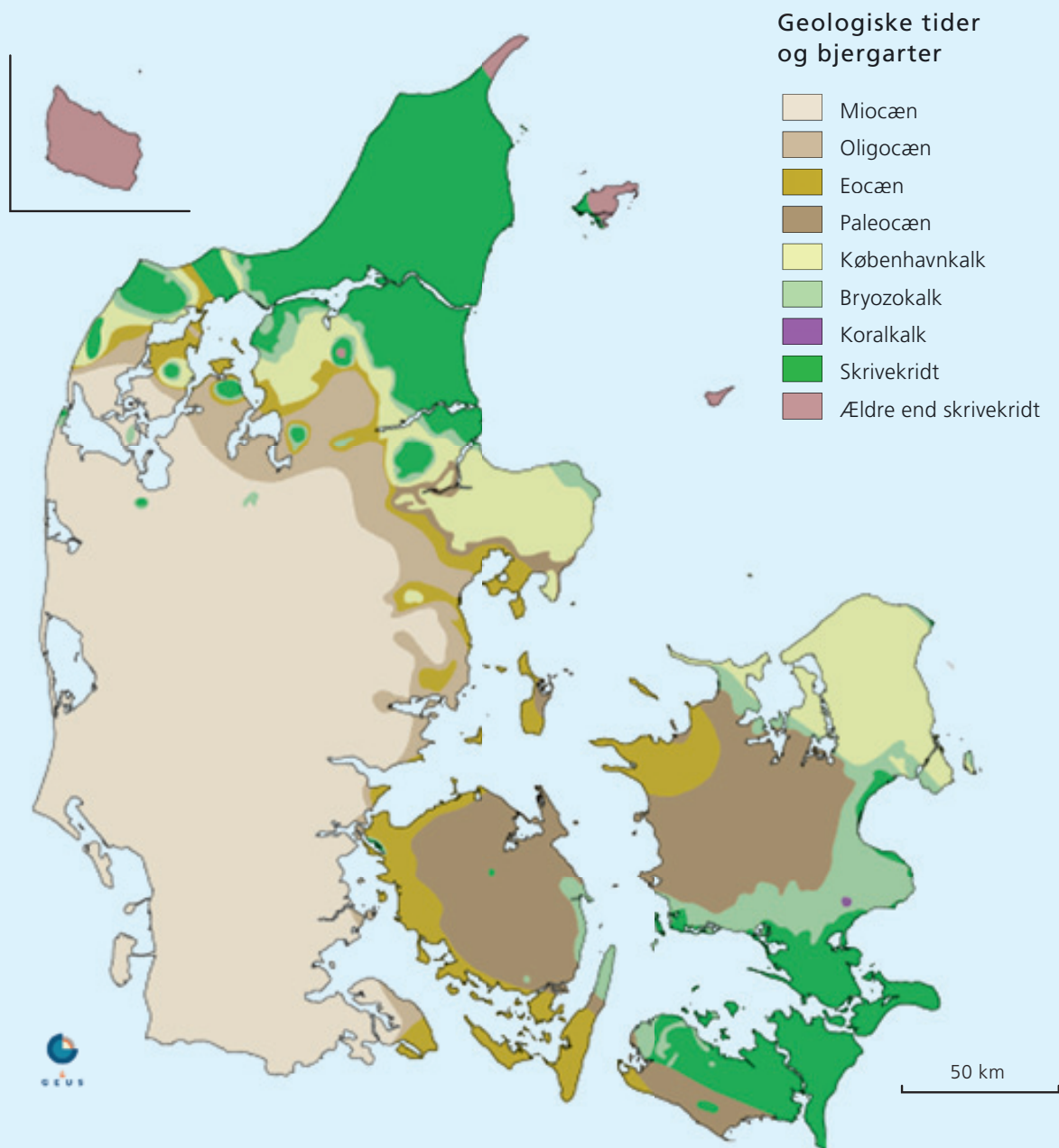
Westring + Welling A/S
Illustrationer og grafer omtegnet

2013

ISBNR:

978-87-995905-1-3

Danmarks undergrund



Kortet viser de bjergarter eller geologiske formationer, der findes i overfladen af undergrunden under lagene fra istiden. Kortet er udarbejdet på grundlag af oplysninger fra borer og geofysiske kortlægninger og geologiske undersøgelser i de områder, hvor undergrundens lag når op til overfladen. ©GEUS



Indholdsfortegnelse

Jordens fremtid.....	6
Processerne i jordens indre	8
Vulkaner - Hvorfor smelter jorden?	16
Varsling af vulkanudbrud.....	31
Vulkaner andre steder i solsystemet.....	34
De uundgåelige naturkatastrofer – Viden kan beskytte os!	39
11. marts 2011- et megajordskælv og en katastrofal tsunami	47
Naturens værn mod flodbølger	52



Overvågning af landbrug og miljø i Sahel	58
Bæredygtig brug af energi og råstoffer	64
Megabyer	72
Vand – Den vigtigste ressource	75
Danmark i de sidste 35.000 år. Istidslandskabet og naturens udvikling	80
Klimaændringer og kystprocesser	93
Talenterne geografi – Regional udvikling i Danmark	102
Klima - processer og sammenhænge	110



COPYRIGHT: NASA/JPL

Jordens fremtid

Af Henning Sørensen, Emeritus, Københavns Universitet

Satellitter og andet avanceret udstyr giver os detaljeret viden om jordklodens opbygning og udvikling, om de processer, som foregår i dens indre og på dens overflade, og også om, hvordan menneskers aktiviteter påvirker disse processer. Mennesket er blevet en kraft på niveau med naturen selv, og udviklingen er på grænsen til hvad jordkloden kan bære. I de sidste årtier er der kommet øget fokus på det tilsyneladende umulige dilemma det er at bevare en mangfoldig natur og samtidig forsyne nulevende og fremtidige generationer af mennesker med plads at bo på, mad, vand og de øvrige ressourcer, der er nødvendige for fortsat at skabe bedre levevilkår for en hastigt voksende befolkning. Nøgleordet er bæredygtighed og flere af bogens kapitler vil gennemgå udvalgte temaer inden for emnet.

De centrale temaer

Naturvidenskabelig indsigt er en forudsætning for at løse fremtidige problemer inden for miljøområdet. Ledende forskere fra hele verden har peget på ti forskningstemaer som skal styrkes for at imødegå de globale miljøproblemer. Det er grundvand, geologiske katastrofer, jord og helbred, klimaændringer, ressourcer, megabyer, processerne i jordens indre, verdenshavene, jordbunden og jorden og livet. Det er temaer, som har fundamental betydning for menneskehedens fremtidige eksistens, og de forskellige temaer kan ikke behandles enkeltvis, men bør behandles i samarbejde mellem de relevante fagdiscipliner. De kommende afsnit behandler mange af disse temaer, og det er områder, hvor dansk forskning står stærkt og hvor danske eksperter kan yde et særligt bidrag til at løse de store internationale udfordringer.

Den oprindelige balance er truet

Man kan datere bjergarter med stor nøjagtighed og det er muligt at udrede jordens historie fra for 3,8 milliarder år siden til i dag. Bjergarterne danner et arkiv over kontinenternes, oceanernes og livets historie og viser, at alger og bakterier havde Jorden stort set for sig selv i mere end tre milliarder år, at deres livscyklus frigav ilt, således at atmosfæren blev iltende for ca. 2 milliarder år siden, at højere liv (uden faste skeletdele) eksisterede for 600 millioner år siden, at organismer med faste dele viste sig for 542 millioner år siden, og at vor tids tilstedeværelse af liv er betinget af, at forholdene på jordoverfladen befinder sig i en slags naturlig ligevægtstilstand. Der er nu vægtige indicier på, at menneskets aktiviteter forstyrrer denne ligevægt. Den globale opvarmning, som i hvert fald delvis skyldes forbrændingen af de fossile brændstoffer kul, olie og naturgas, er et eksempel på en sådan forstyrrelse.

Globale katastrofer og massedød

Katastrofer har flere gange i Jordens historie forårsaget masseuddøen af organismer; det skete senest for ca. 65 millioner år siden på overgangen mellem de geologiske tidsperioder Kridt og Palæogen (tidligere: Tertiær). Det diskuteres, om årsagen var nedslag af en asteroide eller en såkaldt supervulkansk kæmpeeksplosion, men uanset årsagen var jordkloden i flere år indhyllet i et tæt hylster af støv, som holdt sollyset ude og dermed fjernede grundlaget for liv. Det kan ske igen. Hvad supervulkanske udbrud angår, har man nu sofistikerede metoder til at registrere, hvor der foregår materialebevægelse dybt nede i Jorden. Det gælder fx det smeltede stenmateriale under vulkaner. Man kan håbe på, at det bliver muligt at identificere et kommende supervulkansk udbrud i et så tidligt stadium, at man ved hjælp af aflastningsboringer og sprængninger kan forhindre, at den helt store eksplosion udsletter livet på Jorden.

Processerne i jordens indre

Af Hans Thybo, professor, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning og Lars Nielsen, lektor,
Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning

Kloden udvikler sig konstant og kontinenterne bevæger sig. Jordens overflade består af en række tektoniske plader, som bevæger sig i forhold til hinanden. Nogle steder sprækker pladerne mens de kolliderer i andre regioner. Processerne, der driver bevægelserne, foregår i jordens indre i et komplekst samspil mellem fysiske og kemiske kræfter.



Kerne-kappe grænsen

Den mest markante laggrænse i jordens indre er overgangen mellem kappen og kernen, som findes i en dybde af 2960 km. Jordens kerne består primært af metallerne jern og nikkel, som findes i smeltet form i den ydre kerne og i fast form i den indre kerne. Overgangen mellem den indre og ydre kerne kaldes også Lehmann Diskontinuiteten, efter den danske seismolog Inge Lehmann. Da kernen består af tunge metaller under stort tryk, er dens massefylde omkring $9,5\text{--}11\text{ g/cm}^3$, omkring 10 gange vands massefylde. Kappen udgør ca. 80% af jordens volumen, og dækker dybdeintervallet fra 10–60 km og ned til kernen. Kappen består af bjergarter, der indholder silicium samt magnesium og jern. Tryk og temperatur ændres kraftigt fra jordens overflade til dybder af 2960 km. Disse ændringer afspejles også i en enorm variation i bjergarter. I kappens yderste del findes der relativt lette bjergarter med massefylde på ca. $3,35\text{ g/cm}^3$, hvilket er ca. 30% højere end granit ved jordens overflade. Bjergartstyperne ændres ned gennem kappen, men de dybeste bjergartstyper kan vi kun vurdere ud fra teoretiske beregninger og ved simulering i laboratorier, og vi ved ikke om bjergarterne faktisk ser ud som de laboratoriefrembragte stoffer.

Den tektoniske bevægelse

Ved overgangen mellem kappe og kerne ændres massefylden fra 6 g/cm^3 til $9,5\text{ g/cm}^3$, eller fra 'lette' bjergarter til tunge smeltede metaller. Modsat gælder det, at den seismiske lydbølgehastighed har en negativ ændring fra ca. $14,5\text{ km/s}$ til kun $8,0\text{ km/s}$, idet de seismiske P-bølger kun udbredes langsomt gennem smeltede bjergarter (se side 15).

Der er næppe tvivl om, at temperaturforskelle er den basale årsag til bevægelsen af de tektoniske plader ved jordens overflade, men der findes forskellige opfattelser af, hvad der igangsatte og siden har drevet pladetektonikken. En model anta-

ger, at opstrømmende varme, bløde og smeltede bjergarter i såkaldte kappediapirer (på engelsk 'mantle plumes') driver den tektoniske udvikling. Hvor de når de stive tektoniske plader, vil de løfte overfladen og drive ud mod siderne. Begge disse effekter vil påvirke pladerne med sideværts kræfter. Seismiske modeller, der afspejler forskelle i temperatur og bjergartssammensætning viser en del strukturer, der kan tolkes som diapirer, hvor varme tilsyneladende stiger op fra jordens kerne, fx fra under Sydafrika op til under Etiopien. Man har argumenteret for, at denne varmekoncentration under det nordlige Østafrika forårsager, at jordskorpen revner i de såkaldte riftdale. Seismologer finder ofte, at der findes en anomal overgang mellem kappe og kerne ved bunden af diapirerne. Man har dog endnu ikke kunnet påvise eksistensen af diapirerne med direkte observationer.

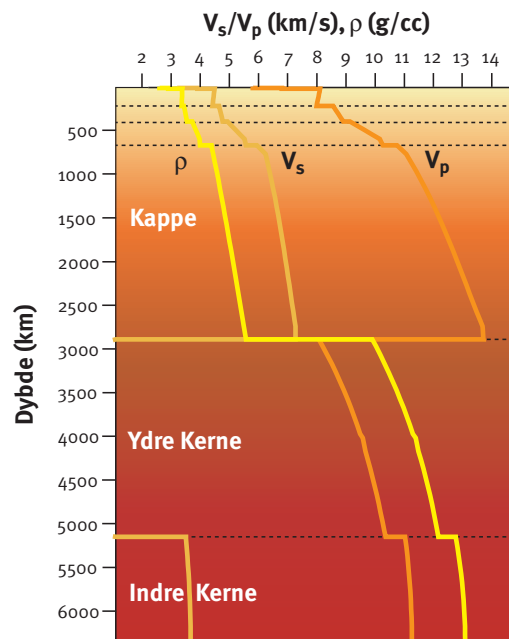
Nye resultater har vist, at minerafaseomdannelser i subduktionszoner gør bjergarterne tungere, således at de trækker pladerne nedad, hvilket har afgørende betydning for spændinger i litosfærepladerne. Subduktionszoner er de områder, hvor oceanbundsplader dykker ind under kontinenterne, fx ved randen af Stillehavet. Det er i sådanne zoner, at man finder nogle af de kraftigste jordskælv, som opstår ved at der opsamles spændinger mellem kontinent og oceansbundsplade. Jordskælvene sker, når disse spændinger udløses i gigantiske udladninger af energi. Trækket fra subduktionszonerne er nok den vigtigste drivkraft for pladetektonikken. Ved de midt-oceaniske højderygge, f.eks. i midten af Atlanterhavet, tilføres der konstant nyt materiale til de oceaniske litosfæreplader, som glider væk fra hinanden. Eksistensen af de op til 4 km høje højderygge gør, at der opstår store sideværts kræfter, som udgør en anden meget væsentlig drivkraft for pladetektonikken.

Man har med jordskælvsseismologi fundet, at ca. 12% af kernens overflade er dækket af et tyndt

lag på 10–40 km tykkelse. Seismiske bølger udbredes langsomt gennem dette lag, hvilket gør det sandsynligt, at laget repræsenterer delvist smeltede kappebjergarter i direkte kontakt med de smeltede metaller i kernen. Dette lavhastighedslag er tykkest under det centrale Stillehav og andre steder, hvor man mener at have påvist opadstigende 'plumes'. Det er således muligt, at instabilitet i dette lag kan forårsage dannelse af plumes.

Jordens overordnede lagdeling i indre og ydre kerne, kappe og skorpe. Variation med dybden under jordoverfladen af seismiske hastigheder V_p og V_s samt massefylde.

Kilde: J. Ritsema og H. J. van Heijst, 2000.



Skitse der viser, at litosfæren nedbøjes i underlaget ved bjergkædefoldning, og at den derefter hæves langsomt i takt med at toppen af bjergene bortroderes. Herved aftager belastningen på underlaget og asthenosfærunderlaget 'flyder' tilbage i nedbøjningsfeltet og udfylder det opståede restvolumen.

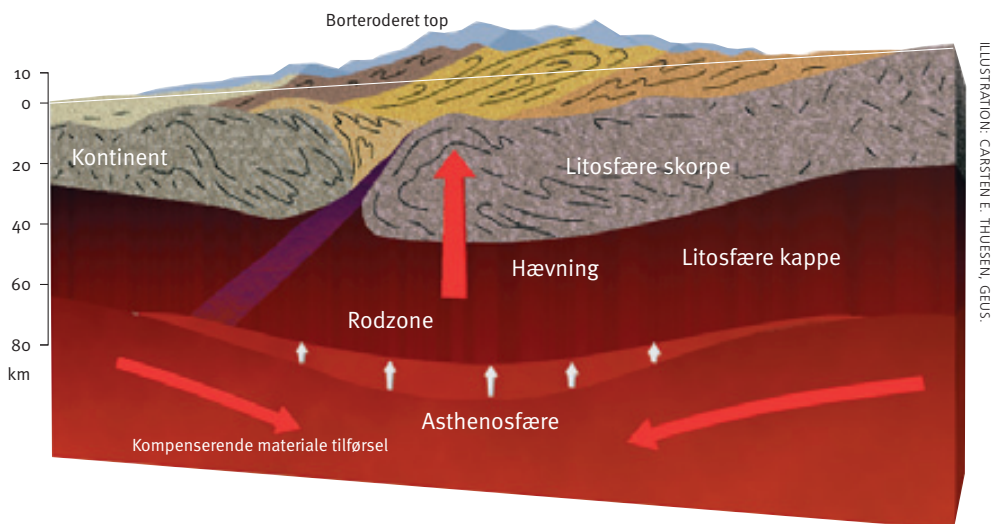
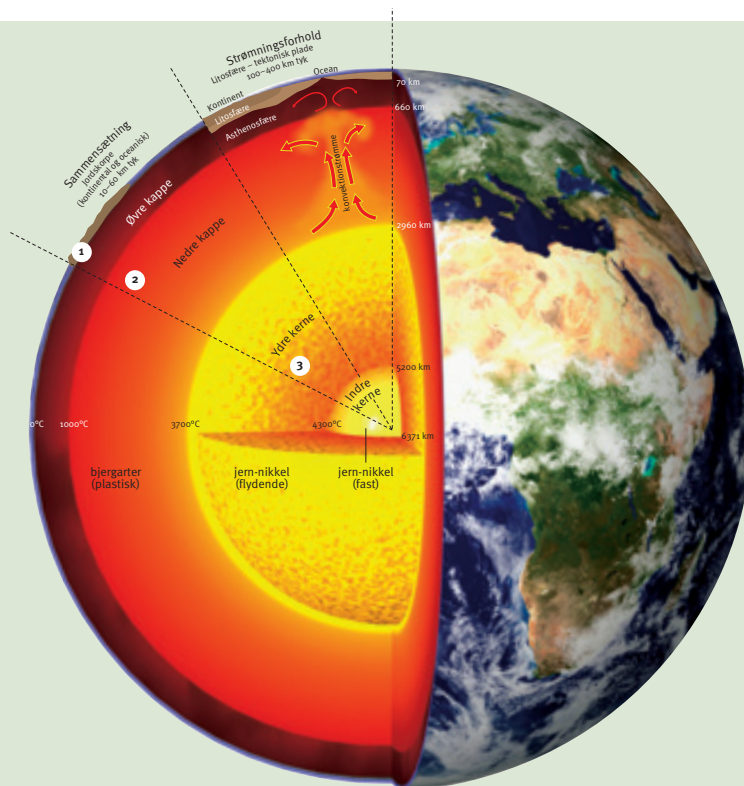


ILLUSTRATION: CARSTEN E. THUESEN, GEUS.

Udsnit af Jorden, der viser dens opbygning efter sammensætning og efter dens dynamiske forhold. De to stiplede afsnit viser henholdsvis betegnelserne for de forskellige dele efter sammensætning og efter strømningsforhold og deformati- onsegenskaber i zonerne. Det skal understreges, at de to inddelinger er baseret på helt forskellige principper. Figuren illustrerer hvorledes dele af den øvre kappe – trods samme sammensætning – reagerer helt forskelligt på deformationer, afhængigt af, hvilken temperatur/tryk tilstand den forekommer i.



Klodens opbygning

Yderst findes jordskorpen, som vi lever på. Herfra henter vi råstoffer såsom metaller, olie og grus. Den yderste del af jorden er velkendt, og vi kender de forskellige bjergarter. Jordens skorpe er opbygget af bjergarter med et højt indhold af silicium, hvilket gør den relativt let. Jordskorpen når til 10–60 km dybde, og udgør en forsvindende lille del af klodens samlede størrelse.

Den underliggende kappe udgør 75–80% af jordens volumen og masse. Den består af bjergarter med mindre indhold af silicium og med højere massefylde end jordskorpen. Det er processer i jordens kappe, som styrer de fleste geologiske processer på stor skala, fx dannelse af bjergkæder og oceaner og forekomster af vulkaner.

Jordens kerne består fortrinsvis af metallerne jern og nikkel, i den ydre kerne på flydende form og i den indre kerne på fast form. Det er elektriske strømme, kombineret med materialebevægelse i kernen, som danner jordens magnetfelt.

Litosfæren er den yderste, mekanisk stabile del af jorden, som består af en række tektoniske plader, der forskydes i forhold til hinanden. Litosfærepladerne består af jordskorpen og den yderste del af kappen ned til dybder af ca. 100 km under oceanerne og 50–400 km under kontinenterne. Den underliggende asthenosfære deformeres plastisk over geologisk tid, selv om materialet er lige så hårdt og stift som bjergarter ved jordens overflade. Over millioner af år deformeres materialet som en stiv sirup. Det er processerne i denne del af jordens indre, som menes at styre den geologiske udvikling.

Jordens øvre kappe

Ved brug af mobile seismografer og kraftige sprængninger er det nu lykkedes at tolke småskala strukturer i jordens øvre kappe i en skala på ned til 500 m. Det viser sig, at der findes en såkaldt lavhastighedszone under 100 km dybde under alle kontinenter. Selv om dybden til zonens top er næsten konstant varierer dybden til dens bund betydeligt. Zonen er således kun omkring 40 km tyk i de ældste, tektonisk rolige områder, mens den er meget tykkere i de yngste, tektonisk aktive områder på jorden. Forklaringen på dette fænomen er sandsynligvis, at bjergarterne i dette dybdeinterval er nær ved smeltepunktet eller måske indeholder små mængder smeltet materiale. Dette kan også forklare de lave seismiske hastigheder i intervallet. Det er endvidere velkendt, at hvis bjergarterne i jordens kappe indeholder blot ganske små mængder væske, vil deres smeltepunkt formindskes væsentligt i et dybdeinterval under 80 til 100 km. Temperaturen i kappen er relativ lav i det indre af de gamle kontinenter, hvilket gør, at temperatur-

kurven kun nærmer sig eller krydser smeltepunktet i et kort dybdeinterval, hvorimod temperaturen ligger over smeltekurven i et langt interval i de aktive områder.

Den heterogene lavhastighedszone i 100 km dybde har kunnet forklare 5–10% af de jordskælv i Nordamerika, som sker i det indre af kontinentet. De fleste af sådanne jordskælv opstår i et ca. 400 km bredt bælte omkring overgangen mellem det tektonisk aktive og passive Nordamerika. Tolkninger af detaljerede data viser endvidere, at denne overgang i kappen sker over et mindre end 200 km bredt bælte. Beregninger viser, at forskellene i massefylde mellem de to sider vil lede til så store spændinger, at de overstiger den formodede styrke af litosfæren i dybder omkring 120–150 km. Forskerne har derfor foreslået, at det er disse spændinger, der leder til udløsningen af de gådefulde nordamerikanske jordskælv.

Se også den pladetektoniske principskitse på side 18.



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Bjergformation i Nordamerika



Carlsbergforkastningszonens udbredelse gennem København er vist med rød skravering. En undersøgelse af seismiske refleksioner lavet af Jesper Fallesen under hans specialearbejde viste tydeligt Carlsbergforkastningens geometri langs en linje markeret med den sorte streg. De orange, buede linjestykker viser, hvor der blev registreret seismiske bølger fra tre eksplosioner (gule cirkler).

Carlsbergforkastningen

Af Lars Nielsen, lektor, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning, Alexander Lassen,

Hyppige jordskælv minder os hele tiden om, at vores jord er dynamisk og i stadig forandring. Jordskælvne opstår som følge af bevægelser i jordens yderste, stive skal, der udgøres af en mosaik af litosfæreplader. Jordskælvne forekommer især langs de midtoceaniske rygge, hvor der dannes ny litosfære af smeltet materiale fra den underliggende kappe, og i områder, hvor litosfæreplader kolliderer. Danmark ligger i dag langt fra sådanne litosfære-pladegrænser, men alligevel forekommer der også små jordskælv her. Tidligere i Jordens historie, for millioner af år siden, har det område, som nu er Danmark, været udsat for kraftig pladetektonisk aktivitet og har ganske givet været udsat for endog store jordskælv. I undergrunden finder vi spor af tidligere tiders aktivitet. Mange steder er jordlagene blevet brudt af jordskælv langs forkastninger. En af disse forkastninger hedder Carlsbergforkastningen. Den er en flere kilometer lang brudzone, og bl.a. geofysiske målinger viser, hvordan den krydser tværs gennem København.



Forkastningens dannelse

Carlsbergforkastningen har en nord-nordvestlig til syd-sydøstlig orientering og strækker sig muligvis hele vejen fra det sydligste Kattegat til et sted ude i Øresund syd for Amager. De forskydninger af jordlagene, der kan observeres langs med Carlsbergforkastningen, blev måske sat i gang for rundt regnet 30–40 millioner år siden pga. kollisionen mellem den afrikanske plade og Europa; en kollision som førte til dannelsen af Alperne. Det er muligt, at Carlsbergforkastningen er endnu ældre, og at dens tidligste dannelse derfor relaterer til helt andre pladetektoniske kræfter. Den relative bevægelse af Afrika op mod Europa er stadig i gang. Kræfterne fra denne kollision er måske delvist ansvarlige for nogle af de små jordskælv, som vi observerer i Danmark. Der er dog ikke observeret jordskælv ved selve Carlsbergforkastningen i Københavnsområdet i den tid, man har overvåget området med seismografer. Derimod er der observeret en række jordskælv i det sydligste Kattegat, lige nord for Sjælland (find en oversigt over danske jordskælv på www.geus.dk).

Fremtidig forskning

Den seismiske kortlægning af Carlsbergforkastningen fortsætter med det formål at lokalisere forkastningen med stor nøjagtighed nord og syd for København. Specielt er det spændende at undersøge, om forkastningen løber ind i det – set med danske øjne – aktive område i det sydlige Kattegat, hvor der af og til forekommer små jordskælv. Forkastninger manifesterer sig nær overfladen i en zone af opbrudte kalklag. Denne zone er vandfyldt og relativt svag i forhold til de omkringliggende kalklag. Disse forhold har naturligvis stor betydning fx for planlægning og udførelse af anlægsarbejder samt udnyttelse af grundvandsressourcer.

FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN



Amager. En del af landingsbanerne i Kastrup Lufthavn i forgrunden. Sverige i baggrunden.

Rystelserne fra jordskælv forplanter sig gennem jorden, og registreres på seismologiske målestationer overalt på jorden. På deres vej gennem jorden påvirkes de af lokale forhold. Der er tre komponenter i en måling for at beskrive rystelserne i tre dimensioner: op-ned; øst-vest og nord-syd. Først ankommer P-bølgen, derefter S-bølgen, der udbreder sig lidt langsommere end P-bølgen. Til sidst kommer overfladebølgerne, der udbreder sig nogenlunde lige så hurtigt som S-bølgerne, men idet de udbreder sig langs jordens overflade har de længere vej end S-bølgen, der 'skyder genvej' igennem jorden

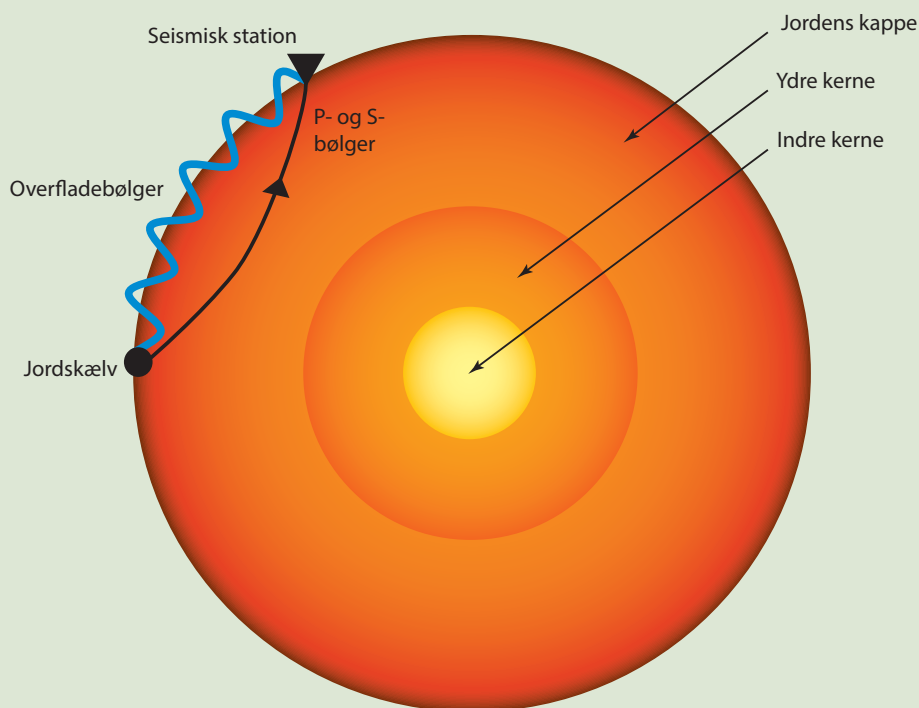


ILLUSTRATION: ANNABETH ANDERSEN, GEUS.

Jordskælv registreres med P- og S-bølger

Af Trine Dahl-Jensen, seniorforsker, GEUS og
Tine B. Larsen, seniorforsker, GEUS

Der opstår jordskælv overalt på jorden – men meget ulige fordelt. Pludselig ryster jorden, og ofte får skælvet katastrofale følger for befolkningen i området. Der er derfor en meget stor interesse for at forstå, hvorfor jordskælv opstår, og hvor og hvornår det sker. Moderne mobile instrumenter der kan måle rystelser i et meget stort frekvensområde har været tilgængelige nu i ca. 15 år, og der er opsat både midlertidige og permanente stationer på mange lokaliteter. Danske forskere anvender ikke mindst stationer i Grønland til at lære mere om jordskælvs opståen og dynamik.

Vulkaner

Hvorfor smelter jorden?

Af Paul Martin Holm, lektor, Københavns Universitet og Lotte Melchior Larsen, seniorforsker, GEUS

Fra jordoverfladen og ind mod centrum af kloden stiger temperaturen, til den når op på adskillige tusinde grader i midten. Der produceres konstant varme i Jorden ved henfald af radioaktive grundstoffer, og i en zone, ikke langt fra overfladen, er den faste Jord faktisk på nippet til at smelte. Vulkanisme opstår, når smeltet klippe stiger helt op til overfladen ved at dele af den ellers faste bjergarts smeltepunkt bliver overskredet. Når den faste Jord smelter, er der grundlæggende tre mulige årsager til det: En temperaturstigning, et trykfald, eller en ændring i den kemiske sammensætning.

Temperaturfordelingen i jorden

På overfladen køler Jorden af via atmosfæren mod universet, og der strømmer konstant varme ud i verdensrummet. Varme i Jorden transporteres ved ledning eller ved massetransport. Varmeledning er en forholdsvis langsom proces, mens flytning af varme ved massetransport sker lige så hurtigt, som massen flyttes. Gennem den stive lithosfære strømmer varmen ved varmeledning. Ned gennem lithosfæren stiger temperaturen typisk fra overfladens 0°C til 1300°C, hvor materialet begynder at blive blødt, og vi kommer ned i asthenosfæren, der kan deformeres plastisk, som tyggegummi. I asthenosfæren afkøles kappen mod den overliggende lithosfære, og da koldere materiale har en højere massefylde end varmere, vil de øvre dele synke ned i de varmere dybereliggende dele. Denne nedsynkning af koldt materiale fører til omrøring, som effektivt transporterer varme fra kappe/kernegrænsen og opad mod lithosfæren. På grund af omrøringen er temperaturstigningen ned gennem kappen under lithosfæren meget mindre end ned gennem lithosfæren.

Smeltning af bjergarter

Jordens bjergarter består af blandinger af flere forskellige mineraler. Sådanne komplekse materialer smelter ikke på én gang men gennem et vist temperaturinterval. Solidustemperaturen er den temperatur, hvor smeltedannelsen begynder, og smelten kun findes som en tynd film mellem mineralkornene. Liquidustemperaturen er den temperatur, hvor de sidste mineralkorn smelter, og alt er flydende. Herimellem gennemløbes en række stadier, hvor der er både smelte og faste mineralkorn til stede. Smelten skifter sammensætning gennem de forskellige stadier, eftersom nogle mineraler smelter før andre, og der sker en række meget komplicerede reaktioner mellem smelte og mineraler undervejs. Smelten kan desuden ansamles og 'stikke af' fra de omgivende faste mineralkorn, i reglen opefter mod overfla-

den, da smelten har en lavere massefylde end det usmeltede materiale. Smelten vil i reglen hurtigt begynde at krystallisere i de koldere omgivelser højere oppe, og smelten plus de deri flydende krystaller kaldes nu for magma.

Smeltning ved temperaturstigning

Temperaturstigning kræver tilførsel af varme, så denne type smeltning sker især, hvis allerede smeltet materiale trænger ind i koldere områder. For eksempel kan et større magmalegeme (en intrusion) opvarme sidestenen, så denne begynder at smelte. Eksempler på dette fænomen kan studeres nogle steder på jordoverfladen, hvor en gammel, størknet intrusion og dens omgivelser med nu størknede smeltelommer er blevet blottet gennem millioner års erosion. Der dannes dog i reglen ikke større mængder smelte, og det fører sjældent til vulkanudbrud.

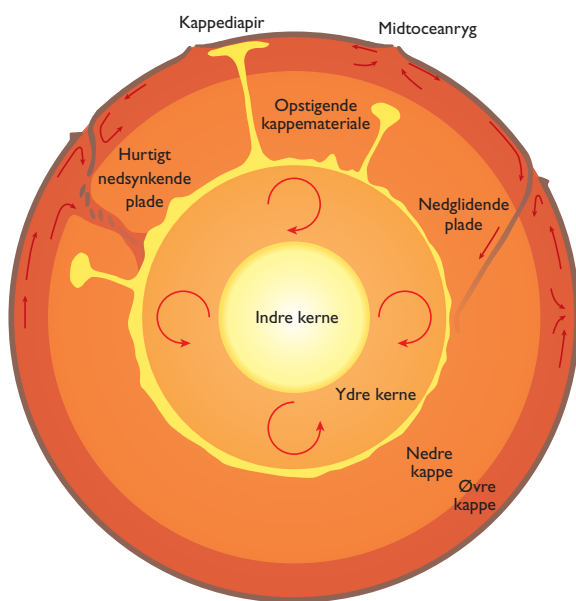
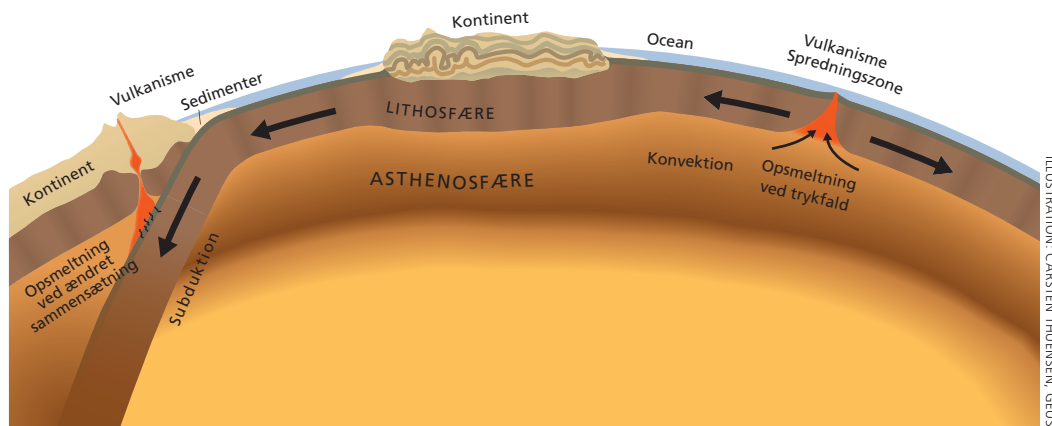
Smeltning ved trykfald

Et stof fylder som regel mere i smeltet tilstand end i fast. Jo større tryk et materiale befinder sig ved, jo sværere har det derfor ved at smelte, da smelten kræver ekstra plads. Omvendt, hvis et materiale udsættes for faldende tryk, vil det have lettere ved at smelte, dvs. dets smeltetemperatur vil synke. Hvis trykket falder så meget, at smeltetemperaturen synker til under den faktiske temperatur, begynder materialet at smelte helt uden tilførsel af ekstra varme. Hvis for eksempel kappen i en dybde af 200 km under jordoverfladen har en temperatur på 1400°C og først begynder at smelte ved 1450°C, er den fast. Men hvis denne kappe stiger op til en dybde af 100 km under overfladen, og smeltepunktet pga. trykfaldet synker til 1380°C, så begynder kappen at smelte. Dette er en meget effektiv mekanisme, hvorved der kan dannes store mængder af smelte.

Smeltning ved ændret sammensætning

Nogle bjergarter smelter ved lavere temperatur end andre, fordi de indeholder større mængder af vand eller andre stoffer, der virker nedsættende på smeltepunktet. Hvis sådanne stoffer begynder

at vandre gennem kappen, vil de kunne nedsætte smeltepunktet i den kappe, de invaderer. Smeltepunktet kan blive nedsat så meget, at det medfører smeltning af den invaderede kappe. Dette er ligeledes en meget effektiv mekanisme.



Jordens opbygning (figuren til venstre) med indre kerne, ydre kerne, kappe og skorpe. Forstørrelsen (herover) viser Jordens ydre del, som består af lithosfæren (den stive del) og den underliggende bløde asthenosfære. Lithosfæren er igen delt i skorpen og den underliggende kappe (den lithosfæriske kappe). Litho- er græsk for stenagtig, 'astheno-' for blød, og en 'sfære' er en skal eller kugle. Lithosfæren danner de stive plader, der dækker hele Jordens overflade, og hvis indbyrdes bevægelser kaldes pladetektonik.

I den viste spredningszone nydannes oceanbund over en opadgående konvektionsstrøm fra jordens kappe. Litosfærepladen med oceanbunden synker ned i jordens kappe ved subduktion under kontinentet til venstre. Herved sker der en delvis opsmeltning af den nedsynkende litosfære, som fører til dannelse af vulkanisme på overfladen og af granitintrusioner i dybet. Kontinentet i midten af skitsen er en del af den litosfæreplade, der forskydes langsomt mod venstre. Til sidst kolliderer de to kontinenter, hvorved der opfoldes en bjergkæde i kollisionssonen.

Temperaturfordelingen i Jordens ydre del. Trykket øges nedefter på den lodrette akse, ligesom det gør nedefter i Jorden, så figurerne kan læses som 'tværsnit' gennem Jorden. Den blå kurve er geotermen, dvs. Jordens temperaturændring med dybden. I asthenosfæren falder temperaturen ud mod Jordens overflade kun langsomt. Hvis asthenosfæren fortsatte helt op til jordoverfladen, og der ikke var varmetab, ville temperaturen følge den stiplede kurve. Knækket på geotermen mellem asthenosfæren og lithosfæren skyldes lithosfærens varmetab til verdensrummet. Kappens smelteinterval er området mellem soliduskurven (smeltning begynder) og liquiduskurven (smeltning er komplet).

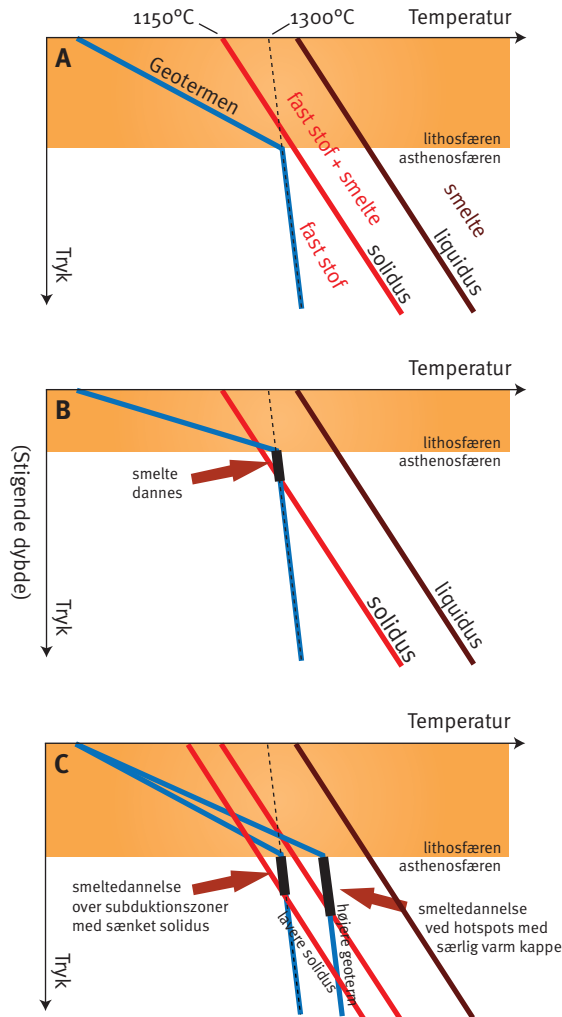


ILLUSTRATION: PAUL MARTIN HOLM, KØBENHAVNS UNIVERSITET.

- A. Normaltilstanden: Kappens solidustemperatur (smeltepunkt) er alle steder højere end den faktiske temperatur. Ingen smelte dannes.
- B. Lithosfæren er udtyndet, asthenosfæren er steget opefter, og dens temperatur har overskredet smeltepunktet ved det lavere tryk. Smelte dannes i det sorte felt.
- C. Viser to andre situationer. Til venstre: Solidus i kappen over subduktionszoner er sænket pga. tilførsel af materiale, især vand, fra den subducerede plade, og asthenosfæren smelter derfor delvist trods den tykke lithosfære. Til højre: Hvis asthenosfæren er varmere end normalt, som det er tilfældet i et hot spot, vil dens øverste del ligeledes smelte trods den tykke lithosfære. En kombination af særlig varm asthenosfære og tynd lithosfære, som under Hawaii og Island, vil give anledning til dannelse af meget store mængder smelte.

Jordens vulkanske zoner

– Midtoceanryggene

Vulkanisme på Jorden er knyttet til særlige zoner i forbindelse med Jordens lithosfæreplader, og dette hænger nøje sammen med smeltemekanismerne. Midtoceanryggene er pladegrænser, hvor pladerne glider fra hinanden. Derved bliver der plads til, at den bløde asthenosfære kan trænge opad imellem pladerne. Det trykfald, asthenosfæren dermed udsættes for, fører til omfattende opsmeltning og dannelse af store mængder magma af den sammensætning, der kaldes basalt. Basalten størkner til ny oceanbund i mellemrummet mellem pladerne og bliver derved til en del af pladerne. Derfor er midtoceanryggene helt opbygget af vulkanske bjergarter med underliggende dybbjergarter, der alle er dannet ud fra basaltisk magma. Vulkanerne er i reglen havdækkede, så størsteparten af den vulkanske aktivitet finder sted i ubemærkethed. Kun på de sjældne dele af ryggene, der rager op over havoverfladen, som fx Island, er vulkanudbruddene mere iøjnefaldende.

Subduktionszoner

Subduktionszoner er pladegrænser, hvor en plade skubbes ind under en anden. Den nedskubbede (subducerede) plade indeholder omdannet basalt og havbundssedimenter, begge rige på vandholdige mineraler. Når disse mineraler kommer under højt tryk, nedbrydes de, og der frigøres vand. Vandet og dets mange opløste stoffer begynder at vandre op i den overliggende kappe, som derved får ændret sin sammensætning til mere let smeltelig konsistens og ender meget ofte med at smelte. Herved dannes forholdsvis vandrige magmaer med basaltisk sammensætning. Undervejs mod overfladen begynder magmaet at krystallisere, hvorved sammensætningen ændres til andesitisk, dacitisk eller rhyolitisk (se også det efterfølgende afsnit "lavabjergarter" samt boksen "vulkanske bjergarter" side 25). De mest udbredte bjergarter over subduktionszoner er andesit og dacit. På grund af det høje vandindhold

er vulkanismen i reglen eksplosiv og meget mere farlig end vulkanismen langs midtoceanryggene. Hele Stillehavet er omgivet af bjergkæder med eksplosive vulkaner ('the ring of fire'), som ligger over subduktionszoner. Bjergkæderne strækker sig langs vestkysten af Sydamerika, Nordamerika, over Aleuterne, Kamtjatka, Kurilerne, Japan og Filippinerne til New Zealand (se kort side 22).

Sprækkezoner inde i kontinenter

Vulkanisme opstår i sprækker, fordi sprækken er udtryk for træk i pladen, udtynding og dermed opstigning af kappemateriale. Dette er fx tilfældet i Rhingraven i Europa, der rummer flere vulkaner, der har været aktive indtil for få millioner år siden. I en sprække lige nord for Rhingraven findes en af de aktive og eksplosive vulkaner, der ligger nærmest Danmark. Det drejer sig om Laacher See vulkanen nær Bonn ca. 500 km syd for Danmark, der havde sit sidste udbrud for ca. 13.000 år siden. Et mægtigt udbrud sendte store mængder vulkansk aske helt til Danmark, hvor askelaget er fundet i moser. Andre eksempler på denne type vulkaner findes i den store østafrikanske rift (med Kilimanjaro vulkanen) og i Rio Grande riften i Nordamerika.

Hotspots

De områder af Jorden, hvor asthenosfæren er varmere end normalt kaldes vulkanske hotspots. De sættes ofte i forbindelse med stærk opstrømning af varm kappe nedefra. Her smelter asthenosfæren i stor udstrækning, især hvis lithosfæren ovenover er tynd. Hawaii er 9 km høj fra havbunden til toppen, og er Jordens største aktive vulkankompleks. Den er dannet over et hotspot midt på den forholdsvis tynde oceanbund i Stillehavet. Island er dannet over et hotspot på en pladegrænse, og Kap Verde øerne ligger over et hotspot under Afrika-pladen, der har givet anledning til vulkanisme i 20 millioner år. Mange vulkaner, især på kontinenterne, kan man dog ikke kategorisere i en af ovennævnte kategorier, og de er vanskelige at forklare i detaljer. Etna på Sicilien er et



FOTO: PAUL MARTIN HOLM, KØBENHAVNS UNIVERSITET.

Letflydende pahoehoe-lava, der flyder som tyk olie. Fra Kilauea vulkanen på Hawaii.

sådant eksempel. Vulkanen ligger i et område med en yderst kompliceret geologi, og der er fortsat ikke enighed om mekanismerne bag Etnas dannelse.

Vulkanformer

Vulkanudbrud finder sted, når smeltet bjergart (magma) stiger opad gennem en fødekanal og kommer ud på Jordens overflade gennem en åbning, enten en spalte eller et krater. Herved dannes vulkaner, som kan have forskellige former. Løber smelten roligt ud som lava, opbygges typisk relativt flade vulkaner omkring åbningen. Hvis der sker eksplosioner i krateret, kan findelt magma spredes over store områder som vulkansk aske. De størknede større fragmenter fra eksplosioner, scorie, vil da typisk ophobes omkring krateråbningen og danne

stejle scoriekegler. Vulkaner med stejle sider dannes også, og hvis magmaet er meget sejtflydende; så dannes kuppelformede vulkaner. Spir af magma kan ligefrem stå lodret ud af krateret, hvis magmaet er ekstremt sejtflydende.

Lavaformer

Magmaets sejhed er afgørende for udbredelsen af lavastrømme. Letflydende magma danner tynde strømme på få meters højde eller mindre, som kaldes pahoehoe-lavaer. Sådanne strømme kan løbe meget langt. Mere sejtflydende magma danner tykkere lavastrømme, som brækkes op under flydningen og får ujævne, slaggeagtige topzoner, disse kaldes aa-lavaer og kan ikke løbe så langt. Meget sejtflydende magma kan næsten ikke flyde.

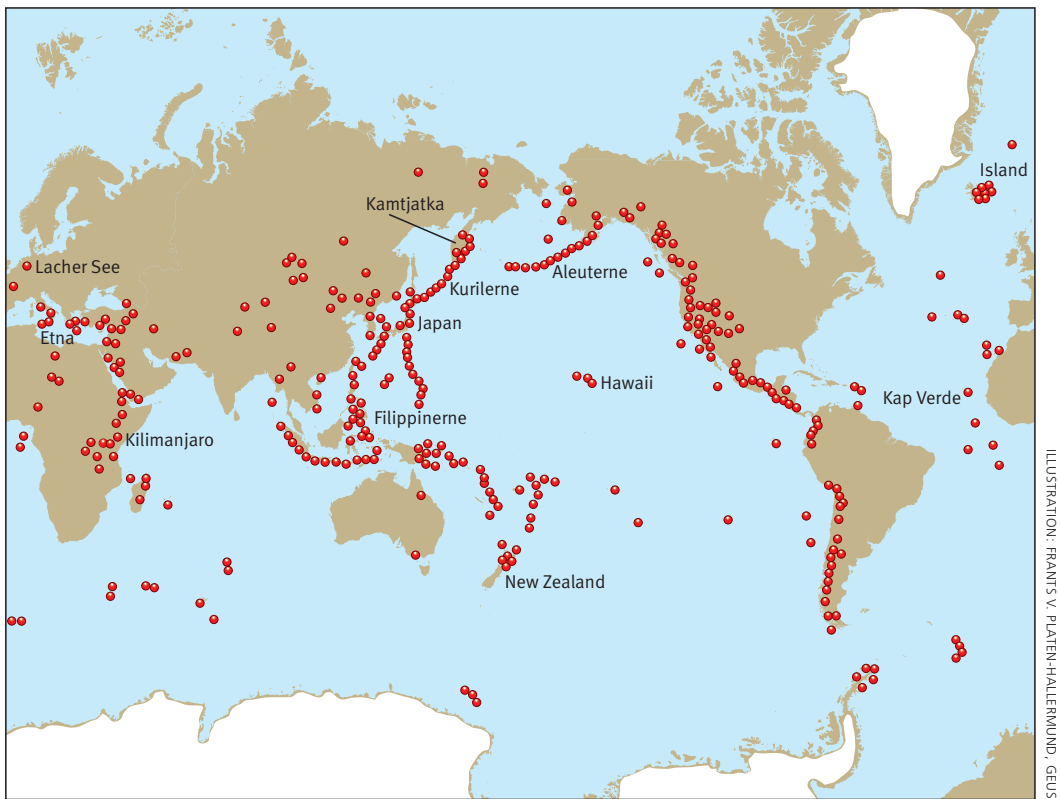


ILLUSTRATION: FRANTS V. PLATEN-HALLERMUND, GEUS.

Fordelingen af vulkaner på jorden. Stillehavet er omgivet af vulkaner ('the ring of fire'), som ligger over subduktionszoner. De undersøiske vulkaner langs midtoceanryggene er ikke vist.

Lavabjergarter

Når kappen smelter, dannes basaltisk magma, som er den mest almindelige magmatype. Basaltiske lavastrømme er letflydende, danner pahoehoe-lavaer og størkner som bjergarten basalt. Men meget basaltisk magma dannet i dybet når aldrig op til jordoverfladen, fordi skorpen mange steder har en lavere massefylde end basaltisk magma. Når magmaet under sin opstigning når til områder med tilsvarende eller lavere massefylde, kan det miste sin opdrift og gå i stå. Derved kan magmaet ansamles

i store magmakamre i skorpen og begynde at krystallisere der. Ved krystallisationsprocessen ændrer magmaet gradvist sammensætning og bliver mere sejtflydende. Det får også en lavere massefylde. Når et sådant magma kommer til udbrud, dannes der tykke aa-lavastrømme eller lavakupler, og bjergarterne har navne som andesit, dacit og rhyolit.

Gasbobler afgør udbruddets kraft

Ved magmadannelse under højt tryk findes gasser som vanddamp, kuldioxid, svovl, fluor og klor op-

løst i smelten. Når magmaet nærmer sig overfladen, kan disse stoffer ikke længere holdes i opløsning, og de udskilles som frie gasser – der dannes bobler i det opstigende magma. Dette sker typisk i krater-røret. Boblernes tilstedeværelse sænker magmaets massefylde markant, hvorved opstigningshastigheden accelererer. Hvad der dernæst sker, afhænger af hvor hurtigt boblerne kan slippe ud af, magmaet, hvor hurtigt magmaet stiger op og endelig af, hvor meget gas, der er opløst i magmaet. Letflydende, langsomt opstigende magma med et lavt gasindhold vil afgive sine opløste gasser udramatisk og kan strømme ud på overfladen som en lavastrøm.

Eksplorative vulkanudbrud

En helt anden situation opstår, hvis boblerne har vanskeligt ved at slippe ud af et sejtflydende og hurtigt opstigende magma med stort gasindhold. Bobledannelsen vil accelerere, indtil boblerne sprænger magmaet, der sønderdeles, og der sker en vulkansk eksplosion. Ved vulkanudbruddet slyn- ges en varm strøm af gas og partikler af magma med stor hastighed op i atmosfæren. Denne opstrøm trækker den omgivende atmosfære ind, opvarmer den og skaber yderligere opdrift, så partikelskyen kan stige helt op i de øvre dele af atmosfæren. Når opdriften ophører, spreder skyen sig vandret og kan i ekstreme tilfælde spredes over hele jorden. Større partikler fra eksplosive udbrud falder nær krateret, medens fine partikler af vulkansk aske spredes videre omkring, jo finere, jo længere.

Under eksplosive udbrud kan vulkanen ødelægges totalt, taget over et underliggende magmakammer kan styrte ned, og udbrudsmaterialet kan nå næsten ufattelige omfang på tusinder af kubikkilometer. Disse meget eksplosive udbrud dannes typisk i rhyolitisk magma. Men hvis vand udefra, fx fra havet eller en kratersø, kommer i kontakt med det opstrømmende magma, kan selv basaltvulkaner



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

eksplodere og danne store mængder af vulkansk aske, der kan nå vidt omkring. Der findes alle mellemformer mellem de stilfærdige lava-udbrud og de mest eksplosive udbrud. Gasundvigelsen kan skabe kilometerhøje fontæner af letflydende magma, som derpå falder ned og strømmer videre som lava. Småeksplosioner under et udbrud kan skabe mindre kegler, såkaldte scoriekegler, af porøse fragmenter kaldet lapilli (når de er små) eller vulkanske bomber (når de er større). I de porøse fragmenter er boblerne 'frosset inde' og ses tydeligt som runde hulrum.

Vulkanernes rødder

Når et magma krystalliserer delvist i et magma-kammer i jordskorpen, aflejres de dannede krystaller på bunden eller vokser på siderne af magma-kammeret. Herved dannes dybbjergarter, som har en større krystalstørrelse end de hurtigt afkølede vulkanske bjergarter. Eksempler på bjergarter dannet i vulkanernes rødder er gabbro (fra et basaltisk magma) og granit (fra et rhyolitisk magma). Disse bjergarter ses først på jordoverfladen mange millioner år efter vulkanens død, når erosion har fjernet den overliggende del af skorpen og blottet vulkanens rødder. Målinger har vist, at dybbjergarternes rumfang i reglen er større end de vulkanske bjergarter, vulkanen udsendte.

Resultatet af et eksplosivt udbrud. Under udbruddet ved Santo Antão på Kap Verde øerne blev der dannet en 8 m tyk lagserie af pimpsten (stærkt porøs bjergart) nær udbrudsstedet. Udbruddet gav ophav til ca. 4 km³ vulkansk materiale. En sådan mængde ville kunne dække hele Danmark med et 1 m tykt lag af pimpsten.



FOTOS: PAUL MARTIN HOLM, KØBENHAVNS UNIVERSITET.

Under dette stromboliske vulkanudbrud blev lapilli og bomber sendt op til en højde af 200 m. Fra den italienske ø Stromboli, som ligger nord for Sicilien.

Vulkanske bjergarter

Vulkanske bjergarter kan inddeles efter mineralsammensætning. **Basalt** består især af mineralerne feldspat, pyroxen, olivin og magnetit. **Andesit** består i højere grad af feldspat end af de mørke mineraler pyroxen og olivin. **Dacit** og **trakyt** består af feldspat, kvarts og pyroxen i forskellige forhold. **Rhyolit** består af feldspat og kvarts samt i mindre grad glimmer, amfibol og magnetit. Vulkanske bjergarter er finkornede, eller de kan være lyn-afkølede og består så mere eller mindre af glas, der er størknet men ikke krystalliseret smelte.

Dybbjergarter har ofte 1–5 mm store mineraler og kan have langt større korn. Eksempler på dybbjergarter er **gabbro**, som især består af mineralerne feldspat og pyroxen, og **granit**, der mest består af mineralerne feldspat og kvarts, med mindre mængder glimmer, amfibol og magnetit.

Vulkanske bjergarter kan også inddeles efter udseende. **Lava** er lag af magma, der er strømmet ud på Jordens overflade og størknet. De kan forekomme i centimeter-tynde eller titalsmeter-tykke strømme bredt ud over store flader. Lavastrømme kan række fra få meter til flere hundrede kilometer. Det indre af en lavastrøm er en massiv bjergart, medens dens overflade og bund ofte er porøs, fordi den er kølet så hurtigt af, at bobler af gasser afgivet fra magmaet er fastfrosset. Det oprindelige gasindhold og sejheden af magmaet afgør lavaens udseende.

Aske (tuf) består af < 2 mm store brudstykker af magma, aske, der oftest er lynafkølede til glas ved flugt gennem luften under et eksplosivt udbrud. Partiklerne har ofte form efter de bristede boblevægge. Aflejringer af aske er hyppigt lagdelte ved sortering efter partikelstørrelse. Når askepartiklerne efterhånden kittes sammen, kaldes bjergarten for en tuf.

Lapilli-tuf er en bjergart bestående af magmabrudstykker af størrelse fra 2 mm til 6 cm. Disse lapilli består typisk delvist af glas og er karakteriseret ved en stor koncentration af hulrum, der er dannet ved fastfrysning af gasbobler. Lapillikorn er ofte afrundede.

Bomber er større (> 6 cm) udslyngede partikler fra et eksplosivt udbrud. Bomber kan være porøse som lapilli eller massive som lava afhængig af, om gassen undslap før afkølingen af bomben. Fordi større masser af magma normalt stadig er flydende ved nedslaget, kan større bomber være fladtrykte, medens mindre bomber kan være aerodynamisk formede ved størkning i flugten. Bomber, hvor gassen stadig afgives fra smelten medens overfladen størkner, kan ekspandere og sprænge skorpen, som et brød, der hæver under bagningen – brødskorpebomber. Bjergarter dannet af ophobninger af bomber kaldes **agglomerater**. Større eksplosionspartikler bestående af sønderdelte gamle vulkande kaldes blokke og danner bjergarten **breccie**.

Pimpsten er hvid lapilli. Den hvide farve skyldes, at magmaet var af rhyolitisk eller lignende sammensætning og dermed fattigt på jern. Jern-rig glas er brun-sort, mens jern-fattigt glas er klar. Med mange bobler i glassen brydes lyset kraftigt, og partiklerne bliver hvide. Sejtflydende rhyolitisk og lignende magma holder særlig meget på boblerne. I pimpsten udgør hulrummene op til 90–99% af bjergarten, som derfor får en så lav massefylde, at den kan flyde på vand.



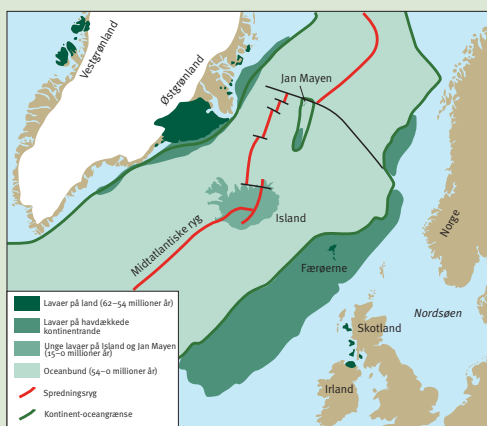
Vulkaner i Nordatlanten

Af Lotte Melchior Larsen, seniorforsker, GEUS

Islands vulkaner som Hekla og Katla er en opragende del af den midtatlantiske ryg, en vulkansk aktiv zone, hvori der langsomt dannes ny oceanbund. Denne vulkanisme kan følges tilbage i tiden lige til de gamle udslukte vulkaner og deres lavastrømme, der findes i Vest- og Østgrønland, Færøerne, Skotland og Irland.

Vulkanismen i Nordatlanten hænger nøje sammen med opbrydningen af det nordatlantiske kontinent og dannelsen af Atlanterhavet. For 62 millioner år siden eksisterede Atlanterhavet ikke, og Nordvesteuropa hang sammen med Grønland og Nordamerika. Men kontinentpladen var ved at blive strakt og trukket tynd, og den havde udviklet svaghedszoner med dybe sprækker. En pludselig voldsom vulkansk aktivitet medførte dannelsen af kilometertykke serier af lavastrømme på jordoverfladen, og disse lavaplateauer findes nu i Vest- og Østgrønland og på Færøerne. Områderne i Østgrønland og Færøerne udgjorde et sammenhængende lavaplateau, der lige efter dannelsen blev skåret igennem af den sprækkezone, der åbnede sig og blev til Atlanterhavet.

For ca. 55 millioner år siden var pladen trukket helt over og opbrydningen fuldført, og Grønland og Europa begyndte at glide bort fra hinanden. Vulkanismen blev nu koncentreret i opbrydningszonen (den midtatlantiske ryg), og størstedelen af smeltemassen indgik i dannelsen af oceanbunden i Atlanterhavet, der langsomt blev bredere. Smelteproduktionen mindskedes efterhånden, og den vulkanske ryg sank under havoverfladen. Men i et mindre område mellem Østgrønland og Færøerne var smelteproduktionen dog til stadighed så stor, at lavaområderne langs ryggen lå over havets overflade. Selv om de ældste dele nu er sunket i havet, fordi de er blevet kolde og tunge, eksisterer dette område stadig - det er Island. Lavaerne på havbunden bliver således yngre og yngre, når man sejler fra Østgrønland eller fra Færøerne og over mod Island. De ældste lavaer i Island findes i den nordvestlige del af øen og er 15 millioner år gamle, og de yngste findes i centrum og er 7 år gamle.



Kort over Nordatlanten i dag. Lavaområderne i Vestgrønland, Østgrønland, Færøerne, Skotland, Irland og de tilstødende havområder er 62-54 millioner år gamle. På oceansiden af kontinent-ocean-grænserne (de grønne linjer) opbygger de vulkanske bjergarter havbunden og bliver yngre og yngre udefter mod den midtatlantiske ryg, der er vulkansk aktiv i dag. Bemærk, hvor langt ud i Atlanterhavet det europæiske kontinent strækker sig. Hvis man tager kortet og klipper den nydannede oceanbund mellem de to grønne linjer bort, kan man lægge kontinenterne sammen, som de var før opbruddet. Her skal man huske at medtage Jan Mayen området, der er et lille stykke kontinent, som senere blev løsrevet fra Østgrønland. Jan Mayen øen ligger på nordenden af dette stykke kontinent og har en aktiv vulkan, Beerenberg, som er verdens nordligste aktive vulkan.

KILDE: DANSK LITHOSFÆRECENTER.



Nordatlanten før kontinentopbruddet for ca. 55 millioner år siden. Bemærk, at Island ikke eksisterede. Åbningslinjen er den linje, langs hvilken kontinentet brød op, og Atlanterhavet åbnede sig. Kildeområderne for askelagene i moleret har skiftet over tid.

Vulkanske askelag i Danmark

De færreste danskere tænker over, at der er vulkanske bjergarter i Danmark. Men de smukke klinger på Mors og Fur i Limfjorden, med deres karakteristiske foldede og stribede lag, skylder vulkanismen i Nordatlanten deres striber. Den lyse bjergart er moler, og de mange mørke striber, der gennem sætter lagserien som en stregekode, er lag af vulkansk aske.

Askelagene er mest sorte, men der er også grå, brune, gule og hvide lag. Asken føles ofte 'sandet' at røre ved, fordi den er meget mere grovkornet end moleret. Askelagene kendetegnes ved, at kornstørrelsen er størst ved bunden og aftager gradvist opover. Askelagene er fra få mm til 19 cm tykke, og de er nummereret fra $\div 39$ til $+140$. (Se eksempler på næste side)

Lagene i den 'negative' serie ($\div 39$ til $\div 1$) er spredte og tynde og stammer fra mange forskellige vulkaner. Enkelte af lagene har en så karakteristisk sammensætning, at man kan udpege deres kilder. Således kommer det 14 cm tykke, hvide askelag $\div 33$ med stor sandsynlighed fra en vulkan på øen Lundy ud for Cornwall, og det 4 cm tykke, gule askelag $\div 17$ kommer fra Gardiner-vulkanen i Østgrønland. Askelagene $\div 21$ og $\div 21a$ kommer enten fra Darwin-vulkanen eller fra en af de andre vulkaner i området.

Askelagene i den 'positive' serie ($+1$ til $+140$) er tætliggende, ensartede, tykke og sorte undtagen nr. $+19$, som er gråt og tykt og dermed let genkendeligt. De kommer fra den centrale opbrudszone mellem Østgrønland og Færøerne og er fra det allerældste 'Island'.

Også efter slutningen af opbrudstiden for 54 millioner år siden er Danmark mange gange blevet ramt af askenedfald, og så sent som i 1875 fik danskerne vasketøjst snavset til ved nedfald af aske fra et udbrud af Askja vulkanen i Island.





Hanklit er en kystklint på det nordlige Mors. Profilet viser, at bakkerne i området er opbyggede af store flager af moler med askelag (med numrene ÷ 12 til + 118). Lagene er foldede under istiden, hvor gletschere fra Norge overskred området.

FOTO: LOTTE MEICHOR LARSEN, GEUS.

Moler med sorte lag af vulkansk aske ved Knudeklint på Fur. Lagene er foldede, så de står næsten lodret.



FOTO: ASGER KEN PEDERSEN, GEOLOGISK MUSEUM.



Søjlebasalt i skånsk vulkan.



Vulkanruinen Balran i Skåne. Lokaliteten findes på vejen mellem Håglinge og Ljunga, og den er afmærket med et skilt.

Vulkaner i Skåne

I Skåne kan man se vulkaner! I et område på kun ca. 30 x 15 km mellem Höör og Hässleholm findes over 100 små, udslukte vulkaner. De er hver kun få hundrede meter i udstrækning, og mange står op over terrænet som lave, runde kupler. Den største er Jällabjär ca. 3 km øst for Röstunga, og en af de lettest synlige er Sösdala, som ligger lige ved landevejen ca. 12 km nordøst for Höör. Nogle steder er det kun de massive bjergarter i kraterrøret, der rager op som en prop. Mange af vulkanerne er dog næsten helt eroderet bort.

De fleste af de små skånske vulkaner er fra tidlig Juratid for 190–180 millioner år siden, men enkelte er dateret til Kridttiden for ca. 110 millioner år siden. Mængden af smelte var kun ringe, og den er dannet ved ganske små grader af opsmeltning nær bunden af lithosfærepladen. Kappen har stedvis indeholdt en smule vand og har derfor været let smeltelig; der har kun skullet en ringe mængde energi til, før smelterne dannedes og trængte op langs sprækkerne. Hver lille vulkan har typisk kun haft et enkelt udbrud. Dette har øjensynlig fundet sted både i Juratiden og i mindre grad i Kridttiden.

Optrængningen af de vandholdige smelter har været tilstrækkeligt eksplosiv til, at stykker af den omgivende faste kappe i fødekanalerne er blevet revet af og ført med op til overfladen. Disse xenolitter (græsk: fremmede sten) er rige på mineralet olivin og findes som op til nævestore gulgrønne klumper i flere af vulkanerne, især i kraterrørene.

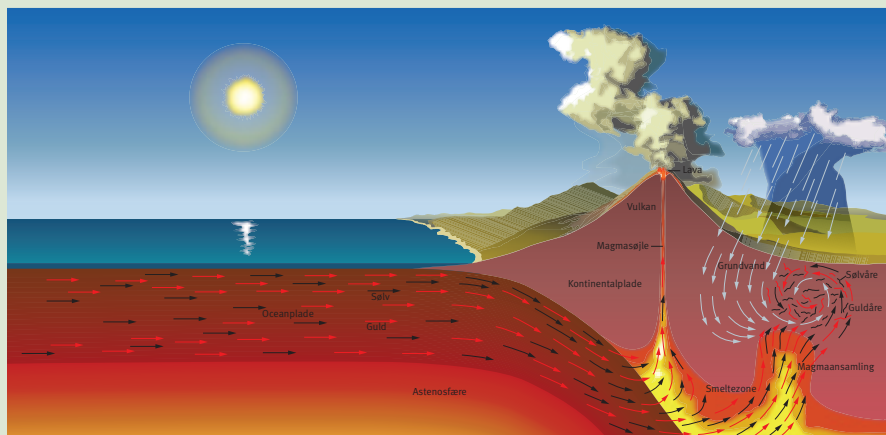
Vulkanernes rigdomme

Af Henrik Stendal, seniorforsker, GEUS

Mange vigtige forekomster af malme findes i vulkanske områder. Dette skyldes, at varmen får grundvandet til at bevæge sig; det strømmende vand kan blive beriget på syre afgivet fra magmaet, og det sure vand kan opløse dele af de bjergarter, det passerer igennem. Vandet kan transportere store mængder opløste metaller og andre stoffer over store afstande. Når vandet køler af, eller hvis de kemiske forhold ændrer sig, udfældes de opløste stoffer som mineraler. Det kan føre til koncentrationer af bestemte grundstoffer, som det kan betale sig at bryde i miner. Mange malmforekomster dannes langs randene af de store plader, der udgør Jordens ydre del.

I subduktionszoner kan der dannes såkaldte porfyr-kobberforekomster. I de specielle ø-bue miljøer, hvor to oceanplader støder sammen, kan sådanne porfyr-kobberforekomster blive guldholdige. Berømte forekomster af porfyr-kobbermalm findes i Rocky Mountains i USA og i Andes bjergkæden i Chile. Forekomster dannet ved kollision mellem to oceanplader findes fx på Papua Ny Guinea og på Filippinerne. Her er kobberindholdet under 0,5%, men guldindholdet er ofte 10 gram/ton, så derfor kan det betale sig at bryde malmen. Kobberforekomster dannet i subduktionszoner er den vigtigste kobberressource, som findes. Mere end 70% af verdensproduktionen af kobber kommer således fra denne type forekomster. Ca. 30% af verdens guld kommer fra kobberforekomster, som er dannet under vulkansk aktivitet i ø-buer, eller fra forekomster, som er dannet i andre miljøer med varmt grundvand.

Varme kilder er mest hyppige i tektonisk aktive zoner af jordskorpen, og fordelingen af varme kilder er derfor tæt knyttet til jordens pladetektoniske opbygning. Ved varme kilder kan der afsættes metaller som fx jern, mangan og guld. Metallerne kan for eksempel blive afsat i en grundmasse af kvarts eller kalksten. I nogle varme kilder afsættes metallerne som svovlholdige mineraler. Svovlrige varme kilder lugter som rådne æg. Guldmalme dannet i varme kilder udnyttes fra forekomster fx i Californien. Varme kilder med udfældning af metaller findes i Yellowstone Nationalparken i USA, i Island og New Zealand.



I subduktionszoner kan der dannes kobber-, guld- og sølvholdige malme. Kobber udfældes sammen med sølv og guld.

A dramatic photograph of a volcano erupting. A massive, billowing plume of white ash and smoke rises from the dark, jagged crater of the volcano, filling much of the sky. The foreground shows the dark, rocky slopes of the volcano, with some green vegetation visible at the very bottom. The overall tone is dramatic and powerful.

Varsling af vulkanudbrud

Af Paul Martin Holm, lektor, Københavns Universitet

Mennesker har helt bogstaveligt levet på vulkaner i tusindvis af år. Denne sameksistens kan fungere i hundredvis eller tusindvis af år, og folk kan ganske glemme, at de bor på en vulkan, eller man kan tro, at den er udsukt. Pludselig kan katastrofen så indtræffe: Bjerget eksploderer, tilsyneladende uden varsel. Menneskeliv går af og til tabt i tusindtal ved sådanne udbrud. Der er desuden ofte en sammenhæng mellem udbrudshyppighed og graden af udbruddenes voldsomhed, således at en vulkan, der 'sover længe', har voldsommere udbrud end en, der kun 'sover kort'. Derfor har vulkanologer længe forsøgt at udvikle metoder til forudsigelse af vulkanudbrud, og mange farlige vulkaner bliver i dag overvåget.

Arten af vulkanudbrud kan i nogen udstrækning forudsiges ud fra den geologiske ramme, og det historiske kendskab til en vulkan eller et vulkansk område bevirker, at man nogenlunde ved, hvad man skal forvente. Der er imidlertid altid en risiko for særlige komplikationer ved det enkelte udbrud. Magmaet kan pludselig komme i kontakt med vand, hvilket ikke skete ved tidligere udbrud fra samme vulkan. Det var tilfældet da Krakatau eksploderede i 1883 i Indonesien. Eller en kollaps af dele af en vulkanside kan bevirke, at eksplosionen sker sideværts langs jordoverfladen, som ved udbruddet af Mount St. Helens i 1980. Dette kan ingen overvågning gardere os imod, men takket være moderne overvågning kan vulkanudbrud i dag varsles, dog ikke altid i god tid og ikke altid med sikkerhed. Metoderne er blevet markant bedre i løbet af de sidste 10–20 år og der er adskillige gode eksempler på, at varsling af vulkanudbrud har forhindret tab af menneskeliv.

Farerne ved vulkanudbrud

Ved vulkanudbrud kan mennesker omkomme direkte ved eksplosioner, ved at blive ramt af glødende gasskyer, ved begravelse i lava eller nedfald af bomber, ved indånding af glassplinter fra sønderdelt magma og ved kvælning eller forgiftning med giftige gasser. Desuden kan nedbør eller smeltning af sne under udbrud forårsage mudderstrømme,

der kan begrave store områder. Især når det vulkanske materiale bevæger sig hurtigt, er risikoen for tab af liv stor. Mere indirekte farer er forgiftning af husdyr og afgrøder samt tab af dyrkningsområder. På den anden side er mange vulkanudbrud ganske ufarlige, fordi udstrømningen af magma er langsom og rolig, og sådanne udbrud kan mennesker observere i endog ringe afstand, dog under iagttagelse af fornøden respekt for egen skrøbelighed. Udbrud kan jævnligt overværes fx på Etna, Stromboli og Hawaii.

De globale konsekvenser

De mest omfattende effekter af vulkanudbrud er ændringer af atmosfæren, så sollyset delvis blokeres og klimaet ændres. Året efter et stort vulkanudbrud i 1815 slog høsten således fejl i mange dele af verden. Efter meget omfattende vulkanudbrud kan der ske masseuddøen af arter på Jorden. Opdelingen af Jordens udvikling i geologiske tidsaldre er for de seneste 600 millioner års vedkommende baseret på uddøen af arter og udvikling af nye arter. Man er i stigende grad ved at erkende, at denne opdeling står i forbindelse med klimatiske katastrofer forårsaget af vulkanudbrud af en størrelsesorden, som vi ikke har set i historisk tid. De sidste sådanne kæmpeudbrud foregik på New Zealand for 26.000 år siden og ved eksplosionen af Mount Toba på Sumatra for 74.000 år siden.

Overvågning af vulkaner

Ved vulkanovervågning følger man forløbet af nogle processer, som foregår i magmaet og dets omgivelser før udbruddet. Disse processer skyldes magmaets optrængning mod overfladen samt dets afgivelse af gasarter. Under opstigningen presser magmaet på den faste skorpe, så jordoverfladen buler op – dette kan måles ved ændret hældning af overfladen. Skorpebjergarterne brister også, og dette kan måles som bittesmå jordskælv. Under højt tryk kan magma indeholde opløst vand, kuldioxid, svovldioxid og en række andre gasser. Under





FOTO: CARSTEN BRODER-HANSEN

målestationer langs de aktive vulkanske zoner, som gennemskærer landet. Bevægelser af jordoverfladen som følge af magmastrømning i skorpen kan måles ved hjælp af langvarige og derfor nøjagtige GPS-målinger. Desuden benyttes fotogrammetri, hvor overfladens ændringer spores ved sammenligning af flere satellitfotos. En forholdsvis nyudviklet metode er satellitbaserede radarmålinger, hvor afstanden til jordoverfladen måles under gentagne satellitpassager, og ændringer fremtræder som farvede ringe på satellitbilleder. Denne metode bruges også til overvågning af deformationer i jordskælvs-truede områder.

Læs mere om jordskælv i kapitlet "Processerne i jordens indre"

lavere tryk afgives gasserne og siver mod overfladen – også dette kan måles. Man kan i reglen med sikkerhed opdage magma, der nærmer sig overfladen. Men om der kommer et udbrud, og hvornår det sker, er meget svært at forudsige.

Seismiske målinger og positionsmålinger

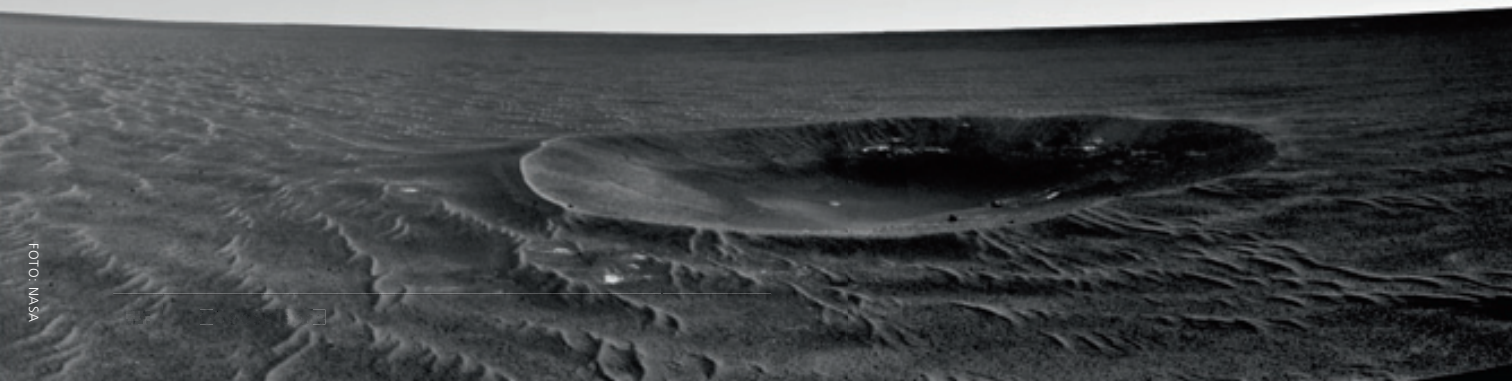
Jordskælv dannet i forbindelse med magmas bevægelse i skorpen kan måles med seismiske måleinstrumenter. Ofte er der tale om et stort antal meget små rystelser, der kommer af, at skorpens bjergarter brækkes op af det opstigende magma. Disse rystelser kan bedst måles på nært hold, og målestationerne placeres i selve de vulkanske områder. På Island er der således et helt net af

Vulkaner

andre steder i solsystemet

Af Henning Haack, lektor, Geologisk Museum

Der er vulkaner mange andre steder end på Jorden. Alene i vores eget solsystem har de indre fire jordlignende planeter vulkaner, ligesom mange af systemets måner og asteroider. Vulkanerne andre steder i Solsystemet overgår på mange måder dem på Jorden. Venus er den planet i solsystemet, der har flest vulkaner, Mars har de største og højeste vulkaner, asteroiden Vesta har de ældste, og Jupiters måne Io har de mest aktive vulkaner i solsystemet. De koldeste vulkaner findes på nogle af månerne i det ydre solsystem. Her er det ikke smeltet sten men derimod ammoniakvand, der strømmer ud og størkner på vulkanernes sider. Ved at rette blikket ud i solsystemet har vi mulighed for at studere vulkansk aktivitet under helt anderledes betingelser end her på Jorden. Hvad sker der for eksempel, hvis tyngdekraften er svagere, eller der ikke findes pladetektonik?



Venus

Venus kaldes ofte for Jordens søsterplanet, fordi den er vores nabo og har stort set samme størrelse som Jorden. Umiddelbart kunne man måske gætte på, at den så også har haft nogenlunde samme geologiske udvikling. Intet kunne imidlertid være mere forkert. Hvor vulkanerne på Jorden er koncentreret langs pladegrænserne, er de over 1600 vulkaner på Venus jævnt fordelt over hele planetens overflade. Det skyldes, at pladetektonik kun findes på Jorden.

De fleste vulkaner på Venus er tilsyneladende skjoldvulkaner i stil med dem, man finder på Jorden. Lavastrømmene fra dem overgår dog langt det, vi ser på Jorden. Den længste, man har fundet på Venus, er 6800 km lang. De lange lavastrømme dannes til dels, fordi temperaturen på overfladen er så høj som 500°C. På Venus findes besynderlige, såkaldte pandekagevulkaner, der, som navnet antyder, ligner store tykke pandekager, og de kan måle op til 65 km i diameter og op til 1 km i højden.

Mars

Mars er en lille planet med utrolige landskaber. Her findes solsystemets største og højeste vulkaner. Øst for de største vulkaner findes en 3500 km lang og over 10 km dyb kløft, hvor der i forbindelse med gigantiske vulkanudbrud engang strømmede smeltevand i mængder på ca. 5 km³ per sekund. Det er flere milliarder år siden, der var voldsomme vulkanudbrud på Mars, men Mars er stadig aktiv og dens vulkaner har tilsyneladende sjældne, men meget voldsomme udbrud. Der findes i øvrigt prøver af vulkanske bjergarter fra Mars på Jorden i form af meteoritter. De er slynget ud fra Mars.

Hvorfor er det netop på Mars, vi kan finde de højeste og største vulkaner? For det første er der ingen pladetektonik, og vulkanerne forbliver over de såkaldte hot spots, der forsyner dem med magma.

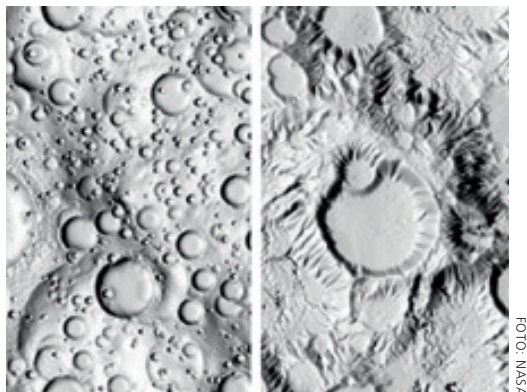


FOTO: NASA

For det andet er tyngden på Mars kun godt 1/3 af tyngden på Jorden, så skorpen har lettere ved at bære de enorme vulkaner.

Mars bliver i øjeblikket besøgt af en hel armada af rumsonder, der gør, hvad de kan for at undersøge vores naboplanet. Da der engang har været vand på Mars, er det muligt, at der også har været liv. Måske kan der stadig findes liv under overfladen i et af de vulkanske områder, hvor der er varmt nok til, at isen er smeltet.

Jupiters måne Io

Io er kun lidt større end vores egen måne og burde for længst være geologisk inaktiv. Men Io suser rundt om solsystemets største planet, Jupiter, en gang hver 42. time. I en kompliceret vekselvirkning mellem Io og Jupiters øvrige tre store måner fastholdes Io i en elliptisk bane. Når den er tættest på Jupiter, bliver Io en smule langstrakt på grund af tidefeltet fra Jupiter. Når Io er længst fra Jupiter, er dennes tiltrækning svagest, og Io bliver derfor igen mere kugleformet. Det fører til en konstant deformation, der igen fører til et kolossalt varmetab fra Io's overflade. Dette er formentlig forklaringen på, at solsystemets mest aktive vulkaner findes på Io, hvor de producerer lavafontæner på over 100 km's højde.

Asteroiden Vesta

Med en diameter på godt 500 km er Vesta den tredjestørste af asteroiderne, der kredser om Solen mellem Mars og Jupiter. Ved at analysere det sollys, der reflekteres fra Vestas overflade, kan man se, at den næsten udelukkende består af basalt. Overfladens beskaffenhed svarer til en gruppe på over 600 meteoritter, som man derfor er rimelig sikker på kommer fra Vesta. Mange af meteoritterne kommer fra lavastrømme med en alder på 4564 millioner år - kun 3 millioner år efter solsystemet blev skabt.

Månen

Månen har også været vulkansk aktiv, og det kan man faktisk se, hvis man kikker på den. De mørke områder, de såkaldte have, er enorme lavasletter. De blev dannet i en periode med vulkansk aktivitet, der endte for ca. 3 milliarder år siden. Lavaen fyldte store nedslagskratere, der var dannet for ca. 4 milliarder år siden. Lavaen var meget tyndtflydende, og der er derfor ingen vulkanbygninger. Selv om vi nu ved, at Månen aldrig har haft noget hav, taler man alligevel om et ocean på Månen - men det er et ca. 500 km dybt ocean bestående af magma.

Dette magmaocean eksisterede lige efter, at Månen blev dannet. Da magmaoceanet afkøledes steg lyse krystaller af feldspat op gennem det flydende magmaocean og lagde sig som et tykt lag på overfladen. Månens højlande er i dag resterne af dette lag, og det er det, der får højlandene til at fremstå lysere end Månens have.

Kryovulkanisme

I de ydre dele af solsystemet kan man finde en helt anden form for vulkansk aktivitet, såkaldt kryovulkanisme. Omkring det ydre solsystems store planeter findes der flere måner, hvor overfladen består af forskellige former for is. Med en overfladetemperatur på 150°C for Jupiters måner og ned til minus 237°C for Neptuns måne Triton, er isoverfladen hård som en fast klippe. Den smelte, der kommer ud af vulkanerne, er ikke basalt men derimod ammoniakvand eller på Neptuns måne Triton ligefrem flydende kvælstof. Så selv om man skal passe på fingrene, når man er tæt på en aktiv vulkan, er det ikke nødvendigvis varmen man skal passe på - man kan i princippet få forfrysninger ved at stikke hånden ned i en vulkan!

FOTO: NASA



På Mars findes en af solsystemets største vulkaner, Olympus Mons, som er 25 km høj.

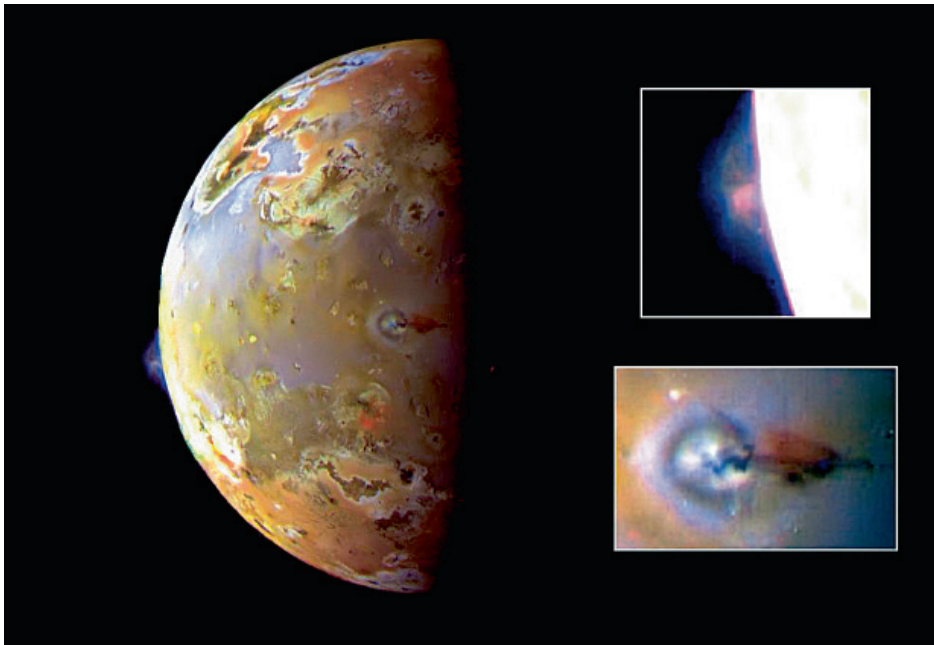


FOTO: NASA

På Jupiters måne Io findes de mest aktive vulkaner i vores solsystem. Her ses et af vulkanen Pillan Pateras udbrud. De små billeder viser vulkanen tæt på – fra siden og fra oven.



FOTO: NASA

Rembrandt-bassinet på Merkur, et af planetens karakteristiske meteor-kratere. Den centrale del af området er siden nedslaget blevet formet af tektoniske kræfter og vulkansk materiale opfylder nu størstedelen af bassinet.

De såkaldte have på Månen er enorme lavasletter, som blev dannet under vulkanudbrud for omkring 3 milliarder år siden. De lyse områder er månens højlande, som primært består af den lyse bjergart anortosit.

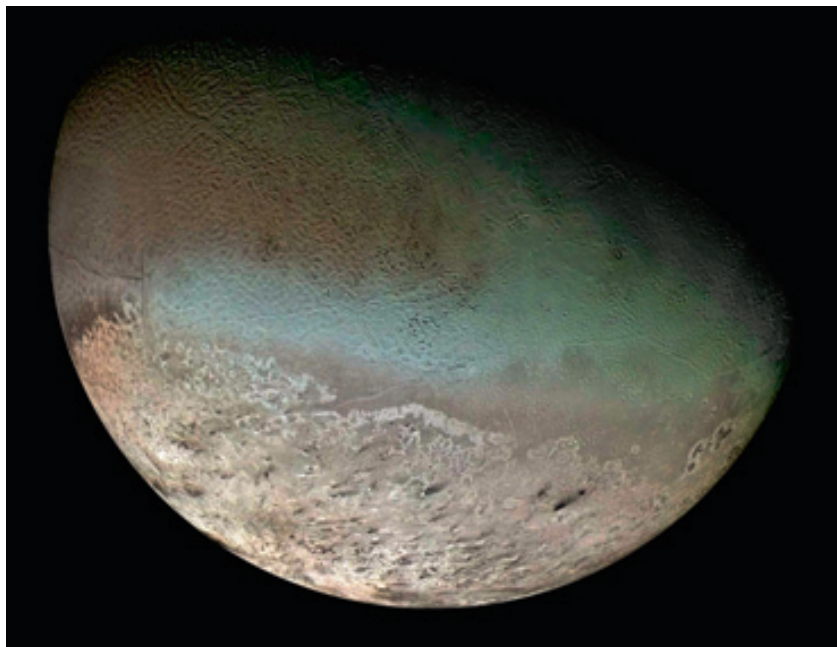


FOTO: NASA



FOTO: NASA



Månemeteoritten Allan Hills 81005 blev, som navnet antyder, fundet i Allan Hills, Antarktis i 1981. Terningen måler 1 cm på hver led. Meteoritten er en såkaldt breccie bestående af små fragmenter, der er produceret i forbindelse med meteornedslag på Månen. De lyse fragmenter er karakteristiske for Månemeteoritter – de består af den lyse bjergart anortosit.

USA's Geologiske Undersøgelse, USGS, har en række fremragende hjemmesider om vulkaner og vulkanobservationer, med mange fine billeder. Prøv fx:
<http://volcanoes.usgs.gov/>
<http://pubs.usgs.gov/gip/volc/>
<http://hvo.wr.usgs.gov/gallery/>



De uundgåelige naturkatastrofer – Viden kan beskytte os!

Af Tine B. Larsen seniorforsker, GEUS

Tusinder af mennesker dør årligt som følge af naturkatastrofer. Nogle år er værre end andre, og der er stor forskel på, hvilke naturkatastrofer som rammer os hårdest i forskellige perioder. Jordskælv er den mest dramatiske af naturkatastroferne, fordi jordskælv opstår pludseligt og med enorm kraft. Selv et middelstort jordskælv på 6,0 på Richterskalaen udløser lige så meget energi, som atombomben over Hiroshima, og vi har ikke mulighed for at bremse eller styre jordskælvene. Ud fra opbygget viden og observationer af naturen, kombineret med anvendelse af fysiske love, ved vi dog, hvilke naturkatastrofer vi normalt kan forvente, hvilke steder på Jorden. Med naturvidenskabelig viden og teknologi kan man sikre sig mod mange af følgerne af naturkatastrofer. I de fattige dele af verden koster katastrofer langt flere menneskeliv end i de velhavende lande, netop fordi fattige lande mangler viden og teknologi. At få livreddende teknologi udbredt til en større del af verden er en af fremtidens helt store opgaver.



FOTO: POLIFOTOSAİT ÇEKİN, AFP.

Voldsomt jordskælv i Tyrkiet.

Vulkanudbrud

Nogle vulkaner er til fare for andre end de mennesker, som bor i nærheden. Hekla i Island er et godt eksempel. Når vulkanen går i udbrud, sender den en søjle af glødende aske mere end 10 km op i luften. Der er tæt lufttrafik over Island, og det vil være meget farligt, hvis et fly bliver fanget i askeskyen. Heldigvis har de islandske seismologer indtil nu været dygtige til at forudsige Heklas udbrud. Hekla er inde i en periode, hvor den opfører sig meget regelmæssigt. Ca. en til to timer før et udbrud begynder en sværm af små jordskælv at ryste vulkanen, og knap en halv time før udbruddet begynder jordoverfladen i nærheden af Hekla at bule op. Alle

disse ændringer registreres i et avanceret computersystem, som starter en alarm hos den vagthavende seismolog. Straks alarmen lyder, tjekker seismologen data fra måleinstrumenterne og får lukket luftrummet over Hekla. Ved Heklas seneste store udbrud den 26. februar 2000 fik den vagthavende seismolog varslet myndigheder og offentlighed 20 minutter før askesøjlen skød til vejrs (læs også kapitlet "Vulkaner").

Jordskælv

Da vi hverken kan forhindre eller forudsige jordskælv, må vi i stedet træffe foranstaltninger, der afbøder de værste følger. Først og fremmest er det

vigtigt at bygge huse, broer samt veje og jernbaner, så de kan klare rystelserne fra jordskælv uden at styrte sammen. Men hvor kraftige rystelser skal man sikre sig imod? Jo kraftigere sikring, desto dyrere bliver det naturligvis, og her kan geologisk viden hjælpe med at finde optimale løsninger.

Gennem de seneste ca. 150 år er Jordens rystelser systematisk blevet overvåget af seismologer, og seismografer er blevet både bedre og billigere.

De mange års overvågning af jordskælvsaktivitet betyder bl.a., at vi ret nøjagtigt ved, hvor kraftige jordskælv der er risiko for i de forskellige egne af Jorden, og seismologernes viden bruges af ingeniører til at konstruere bygninger og anlæg af den nødvendige styrke.

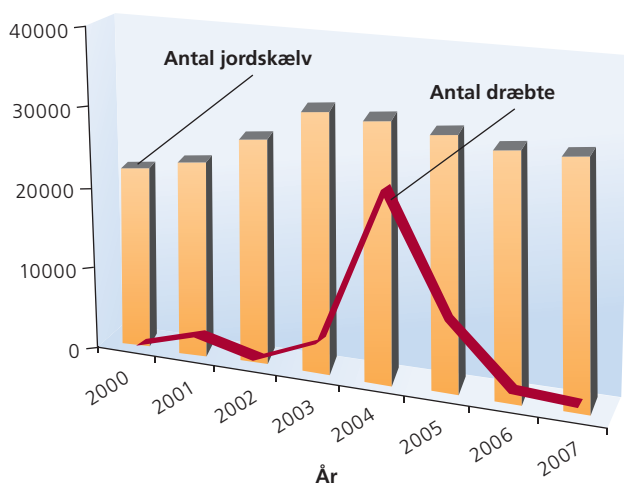
Mange storbyer ligger i områder med høj jordskælvsrisiko. Her kortlægges undergrundens geologi omhyggeligt, der måles rystelser forskellige steder i byen, og man fremstiller en model, der viser, hvor i byen rystelser i undergrunden bliver forstærket, og hvor de bliver dæmpet. På den måde kan man sørge for den optimale sikring i de forskellige dele af byen. I dag er det ikke nødvendigt at jævne byer med jorden, fordi bygningerne ikke

lever op til de nødvendige krav. I stedet er det muligt at forstærke eksisterende bygninger, så de kan holde til rystelserne. Inden for dette felt har bl.a. et dansk firma markeret sig med en simpel og billig bygningsbremse, der kan installeres i eksisterende bygninger såvel som i nybyggeri.

Bølger giver forvarsel

Når et stort jordskælv rammer lidt uden for en by, er det muligt at sikre kritiske installationer inden rystelserne når frem. Ved et jordskælv, udsendes der forskellige former for bølger. De hurtige P-bølger udbreder sig gennem undergrunden med ca. 7 km pr. sekund, hvorimod de lidt langsommere S-bølger kun når op omkring 4 km pr. sekund. P-bølgerne giver den første mærkbare rystelse, mens S-bølgerne forårsager langt kraftigere rystelser - og dermed ødelæggelser - lidt senere. Den viden kan man udnytte til at beskytte byens beboere. Et tæt netværk af seismografer registrerer jordskælvet og får det hurtigt lokaliseret ved hjælp af P-bølgen. Herefter udnytter man, at rystelserne fra et jordskælv bevæger sig langsommere gennem jorden end et elektromagnetisk signal.

ILLUSTRATION: ANNABETH ANDERSEN, GEUS.
OMTEGNET EFTER US GEOLOGICAL SURVEY.



Der er nogenlunde lige mange jordskælv hvert år, men antallet af dræbte varierer kraftigt. Værst går det, når kraftige, overfladenære jordskælv rammer fattige, tætbefolkede områder. Det kraftige jordskælv ved Sumatra den 26. december 2004 står for hovedparten af de dræbte det år. I statistikken er medregnet de mennesker, som omkom i tsunamien, der blev startet af jordskælvet. Antal dræbte skal ganges med 10 i forhold til værdien på Y-aksen.



FOTO: COLOURBOX

Vulkan i Island.

Hvis jordskælvet har sit epicenter mindst 100 km udenfor byen, har man som minimum 10 sekunder til at sende en advarsel ud. 10 sekunder lyder måske ikke af meget, men det er tid nok til at udsende advarsler og nedlukke kritiske systemer, før de kraftige rystelser fra jordskælvet når frem. Systemet kan fx anvendes til automatisk at lukke for el- og gasforsyning og derved forebygge brande, starte nedbremsningen af højhastighedstog inden

skinnerne bliver bøjet, og gemme kritiske data på computere. Sådanne varslingsystemer findes både i Japan og USA. I Japan eksperimenterer man endvidere med at få elevatorer til automatisk at standse ved næste etage og åbne dørene, advare kirurger, så de kan nå at løfte kniven inden operationsstuen begynder at gynge, og i det hele taget udsende advarslen til alle, som ønsker at abonnere på den.

Jordskælvsforudsigelser

Trods årtiers intensiv forskning på området findes der endnu ikke en eneste videnskabelig holdbar metode til jordskælvsforudsigelser. Somme tider sker der målbare ændringer i undergrunden op til et jordskælv. Blandt de mere kendte er ændringer i grundvandsspejlet og ændringer af undergrundens elektriske egenskaber. Små kemiske ændringer i grundvandet har også været foreslået som et forvarsel, ligesom det bemærkes, at dyr ofte ændrer adfærd op til større jordskælv. Et stigende antal mindre jordskælv i et område kan også være tegn på at et større jordskælv er på vej.

Alle de nævnte forvarsler kan forekomme op til et stort jordskælv - problemet er bare, at de langt fra optræder hver gang. Tilmed optræder forvarslerne jævnligt, uden at der efterfølgende kommer et stort jordskælv, så det er ikke muligt at afgøre, hvornår der for alvor er fare på færde.

Statistisk set rammer et stort jordskælv næsten altid tæt på, hvor der tidligere har været store jordskælv. Det er den sikreste jordskælvsforudsigelse, vi kan komme med, men metoden kan ikke fortælle os, hvornår et jordskælv rammer. Hvis en jordskælvsforudsigelse skal have praktisk værdi, skal den ramme rigtigt både mht. sted, tidspunkt og størrelse. Ellers vil forudsigelsen blot tjene til at skabe panik.

Den i dag mest lovende metode til jordskælvsforudsigelser benytter sig af GPS-teknologi. Store jordskælv forekommer nær pladegrænser, hvor der er kraftig deformation af jordskorpen. Vi ved fra målinger, hvor meget pladerne i gennemsnit flytter sig i forhold til hinanden. Hvis man installerer et tæt netværk af GPS-målestationer langs en kendt jordskælvszone, kan man måle detaljeret, hvor meget jordskorpen lokalt flytter sig. Hvis jordskorpen i et område flytter sig mindre, end den burde, kan man regne ud, hvor meget bevægelse der er "opsparret" til et jordskælv. Jo større "opsparing" desto større jordskælv må man forvente. Men heller ikke denne metode kan sætte et tidspunkt for det næste store jordskælv. Både i Japan og i Californien satses der stort på at udvikle denne metode, og japanerne har på nuværende tidspunkt installeret 1200 GPS-målestationer til overvågning af den lokale deformation.

Tsunamiers opståen

Af Nanna Noe-Nygaard, professor emeritus, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning
Lars Nielsen, lektor, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning og Trine Dahl-Jensen, GEUS

Pladetektoniske bevægelser resulterer hyppigt i undersøiske jordskælv. Hvis jordskælvet er kraftigt nok, kan det hæve eller sænke havbunden mærkbart, og vandmasserne over havbunden kan sættes i bevægelse. På den måde kan der dannes tsunamibølger. Tsunami er et japansk ord, som direkte oversat betyder "havnebølge". Mange japanske kystbyer, og deres havne, ligger i indskæringer ved flodudløb, og her er effekten af de jordskælvsskabte flodbølger særligt voldsomme. Jordskælvet som fandt sted i det Indiske Ocean den 26. december 2004, er et af de kraftigste jordskælv, der nogensinde er registreret. Det målte ca. 9 på Richter-skalaen, og ødelæggelserne efter jordskælvet og den efterfølgende tsunami var katastrofale for mange mennesker. Det kraftige jordskælv førte til forskydninger af havbunden langs en ca. 1200 km lang brudzone. Bevægelserne forplantede sig til vandet over brudzonen, og startede på denne måde en tsunami. En tsunami bevæger sig væk fra jordskælvet i koncentriske ringe og består af mange bølger, der kommer efter hinanden. På det dybe hav er en tsunami kun svage krusninger på overfladen, som sjældent når en meters højde, men ved kysten rejser tsunamien sig som en mur af vand. Tsunamien hastighed afhænger af vanddybden. Jo dybere vandet er, desto hurtigere bevæger bølgen sig. Den forreste del af en bølge bremses, når den kommer ind i det lavvandede område nær kysten. Men resten af bølgen er stadig på dybt vand og bevæger sig hurtigt. De næste bølger i rækken bevæger sig også med høj hastighed, og i takt med at de kommer ind mod kysten, vælter bølgerne ind over hinanden. På den måde "stables" vandet inde ved kysten med det resultat, at en kraftfuld mur af vand skyller ind over land. En tsunami bevæger sig med 500-1.000 km/t på det åbne ocean, dvs. så hurtigt som et jetfly. Nær kysten bevæger tsunamien sig med 30-50 km/t.

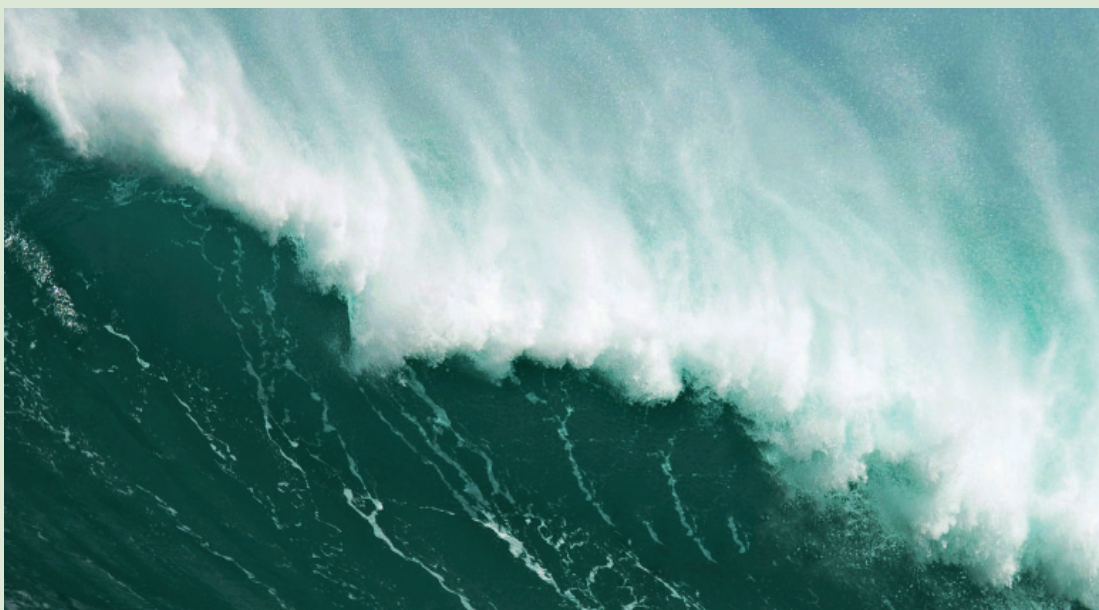
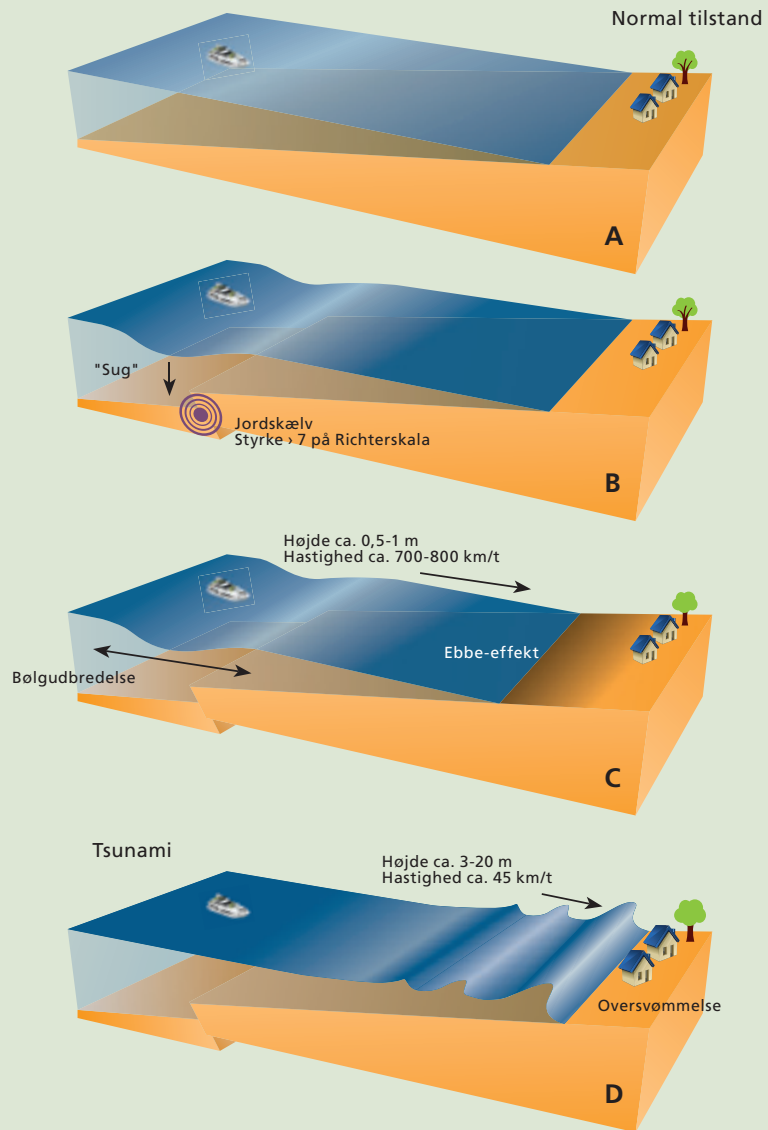


FOTO: COLOURBOX

Tsunamier kan dannes ved under-søiske jordskælv. I normal tilstand (A) er der ingen forskydning langs forkastningen under havbunden. Havbunden til venstre for forkastningen sænkes og der udløses et jordskælv (B). Herved suges vandet nedad, og tsunamien er sat i gang. Ved kysten trækker vandet sig tilbage. Bølgebevægelserne fortsætter med skiftende bølgetoppe og -dale (C). Når bølgen når ind på lavt vand stiger bølgehøjden voldsomt (D).



En tsunami i nærheden af Danmark?

I Danmark oplever vi af og til jordskælv, især i Skagerrak og Kattegat. De danske jordskælv er små og måler typisk under 3 på Richter-skalaen. Det er derfor helt usandsynligt, at de jordskælv vi oplever i Danmark, kan udløse tsunamier. Men ud for Norges vestkyst skete der for rundt regnet 8000 år siden et undersøisk jordskred, "Storegga"-skredet, som førte til dannelsen af en tsunami. Det var tykke sand- og leraflejringer ud for Norges vestkyst, som her blev sat i bevægelse under skredet. Geologisk kortlægning og computersimuleringer af denne tsunami har vist, hvorledes denne bølge, som nogle steder var flere meter høj, ramte kyster i bl.a. Skotland og Norge.

Øjeblikket hvor den japanske by Miyako rammes af en tsunami den 11. marts 2011. Tsunamien blev skabt af et undersøisk jordskælv, som målte 9 på richterskalaen og skabte over 10 meter høje tsunami-bølger langs den japanske nordøstkyst. Ca. 20.000 mennesker mistede livet ved katastrofen.



FOTO: AFP PHOTO / JIJI PRESS

11. marts 2011

- et megajordskælv og en katastrofal tsunami

Af Tine B. Larsen og Trine Dahl-Jensen, GEUS

De kraftigste jordskælv, vi kender til i moderne jordskælvshistorie, har alle fundet sted langs subduktionszoner, hvor en oceanplade maser sig ned under en anden plade. Jordskælv, som er tæt på eller over 9 på Richterskalaen, er forholdsvis sjældne, og de bliver ofte kaldt for megajordskælv. Den 11. marts 2011 kl. 05:46 UTC blev Japan rystet af et megajordskælv, som målte 9,0 på Richterskalaen. Jordskælvets epicenter lå i subduktionszonen ca. 130 km fra kysten. Forskydningerne i undergrunden begyndte i ca. 30 km's dybde, og i løbet af de 3-4 minutter jordskælvet rasede, blev flere hundrede kilometer havbund løftet og forskubbet. Herved startede en kædereaktion af katastrofer, hvor især Sendai-området i Japan blev hårdt ramt. Først svajede husene under de kraftige rystelser fra jordskælv, og derefter væltede en gigantisk tsunami ind over land. Tsunamien skyllede hen over Fukushima atomkraftværket og satte de elektriske systemer – og dermed kølingen ud af drift. Japan er et af de lande i Verden, som er bedst forberedt på jordskælv, og dygtig ingeniørvidenskab og advarselssystemer reddede hundredetusindvis af menneskeliv, men det er meget svært at gardere sig fuldstændigt mod følgerne af et megajordskælv.

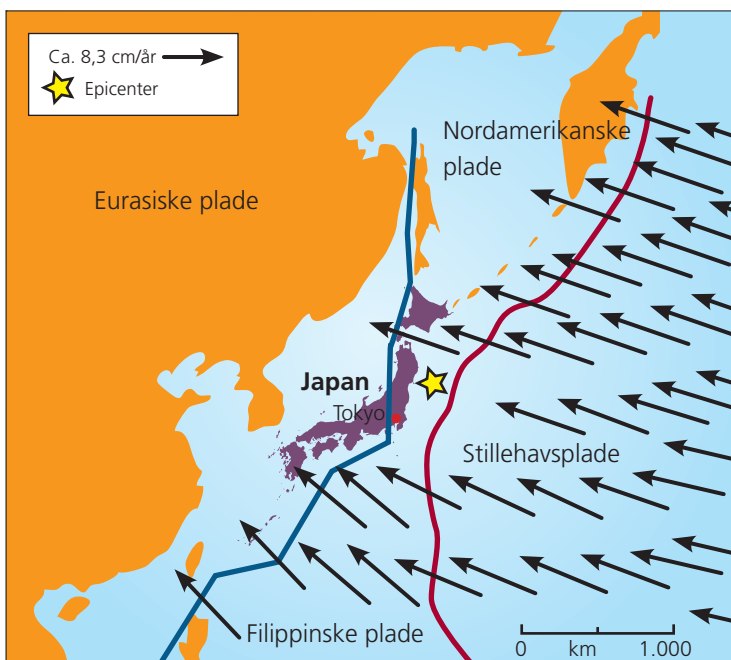
Pladetektonik og jordskælv ved Japan

Japan ligger i et område med meget pladetektonisk aktivitet. Nær Japans østkyst skubber Stillehavspladen sig mod vest ned under øgruppen med ca. 8,3 cm pr år. (figur 1). Det er blandt de hurtigste konvergenshastigheder, der er målt noget sted på Jorden. Landet strækker sig over to plader. En flig af den Nordamerikanske plade når ned forbi Tokyo-området, hvor pladegrænsen krydser ind over land. Mod syd ligger Japan på den Eurasiske plade – lige som Danmark! Japan rammes hvert år af mange jordskælv, og store jordskælv over 7 på Richterskalaen er ikke usædvanlige (se figur 2). Langt de fleste af jordskælvne har deres epicenter nær dybhavsgraven, men der er også jordskælv på land. Japan har tidligere oplevet meget kraftige jordskælv. I 1963 blev Kurillerne ramt af et jordskælv, som målte 8,5 på Richterskalaen. Mere alvorligt var et jordskælv, som i 1933 sendte en tsunami på 29 m ind over Japan. Jordskælvet i 1933 målte 8,6 og havde sit epicenter i Stillehavspladen øst for sub-

duktionszonen. Japanerne lever med en høj jordskælvsrisiko, men et jordskælv af den styrke, som ramte den 11 marts 2011, har de ikke oplevet i den tid, hvor jordskælv systematisk er blevet registreret med instrumenter.

Megajordskælv

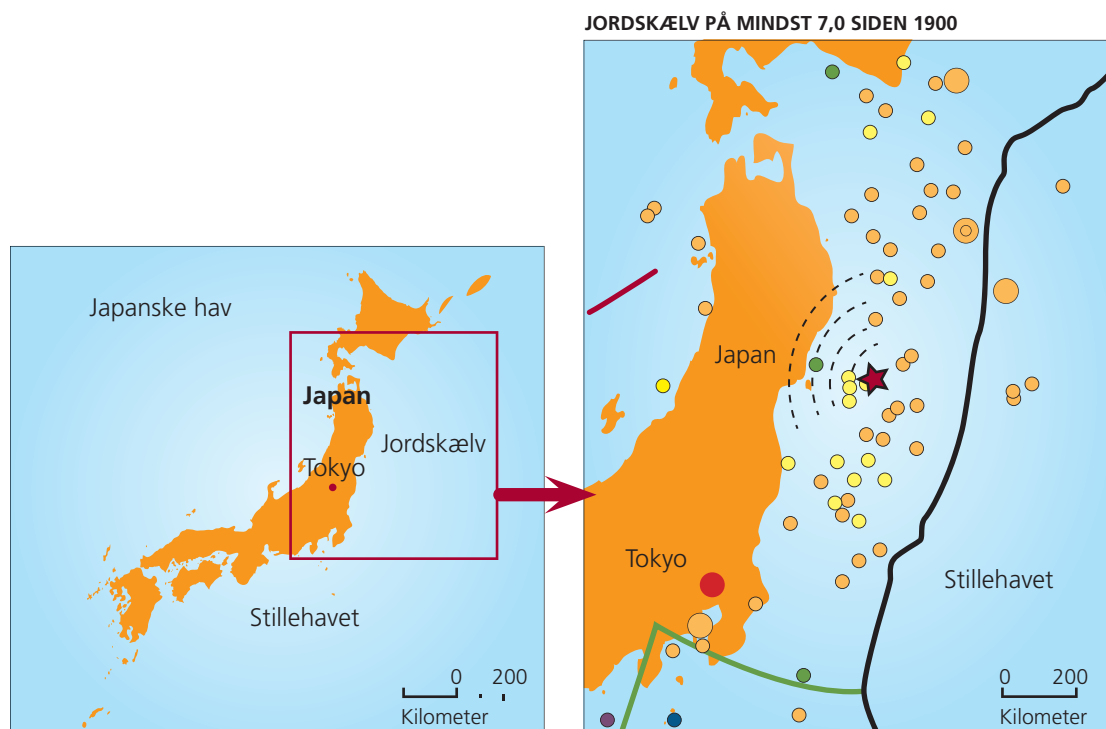
Allerede et par dage inden megajordskælvet begyndte subduktionszonen at røre på sig. Den 9. marts rystedes undergrunden af et jordskælv på 7,2. Dette jordskælv blev hurtigt efterfulgt af flere kraftige efterskælv. Ingen kunne dog forudse, at denne serie af jordskælv blot var forskælv til et langt kraftigere jordskælv. Det blev først klart, da havbunden den 11. marts flængedes af megajordskælvet, som siden hen har fået navnet Tohokujordskælvet efter den region, der blev ramt af tsunamien. Der er mange data af høj kvalitet til rådighed til at studere Tohoku-jordskælvet, og vi kan derfor få et indblik i de geofysiske processer, der fandt sted under jordskælvet. Japan er udstyret med et tæt,



Figur 1 Stillehavspladen bevæger sig mod vest med ca. 8,3 cm/år ind under de japanske øer. (Grafik omtegnet efter Ulla V. Hjuler og UNAVCO)

højteknologisk netværk af måleinstrumenter, både seismografer og accelerometre, der har forskellig følsomhed over for rystelserne samt GPS-stationer, som kan give et detaljeret billede af landdeformationen efter jordskælv. Ved at kombinere de mange målinger fra jordskælvet med matematisk modellering, kan man få et komplekst billede frem af selve brudprocessen. Der er flere forskellige modeller, som kan forklare data, men modellerne

er overensstemmende med hensyn til, at jordskælvet startede meget forsigtigt, og at forskydningerne hurtigt tog fart i en sydvestlig retning mod Honshu. 40-60 sekunder senere begyndte forskydningerne også at løbe langs forkastninger nord for epicentret. Jordskælvet varede i alt mellem tre og fire minutter, og har formentlig påvirket havbunden i ca. 300 km's længde. De største forskydninger er på over 30 m nær dybhavsgraven.




Figur 2 Jordskælv nær det østlige Japan siden år 1900. Kun jordskælv, som er målt til mindst 7,0 på Richterskalaen, er vist. (Grafik: Ulla V. Hjuler efter USGS)

Større tektoniske grænser:

-  Subduktionszoner:
-  Riftzoner:
-  Transformeforkastninger:

Jordskælvsdybder og størrelser:

-  7
-  8+
-  Jordskælvet d. 11. marts 2011

Jordskælv (størrelsesorden)

- 
- 800 -500 -300 -150 -70 -35 0
- Dybde i km (farve)

Forstærkede rystelser

Geologien på land afgør, om rystelserne fra et jordskælv bliver forstærkede eller dæmpede. Der findes ikke nogen simpel formel, som med sikkerhed kan forudsige, hvordan en given kombination af geologiske lag vil transmittere rystelserne.

Japans netværk af accelerometre måler ikke blot undergrundens respons på rystelserne, men også en lang række bygningers respons, når jordskælvsbølger passerer forbi.

Der går ca. 20 sekunder fra jordskælvet starter, til de første rystelser rammer kysten, og ca. 80 sekunder før de første rystelser rammer Tokyo-området. Det er tydeligt fra målingerne, at det sedimentære bassin, som Tokyo er bygget på, forstærker rystelserne, og netop i Tokyo er rystelserne særligt kraftige i flere minutter. Det er imponerende, at der ikke sker skader i Tokyo – i andre lande end Japan havde rystelser af den styrke ikke efterladt meget andet end murbrokker. Den kraftigste horisontale acceleration under jordskælvet blev dog målt i Sendai-området tættere på jordskælvets epicenter, og den nåede op på 2,7 G!

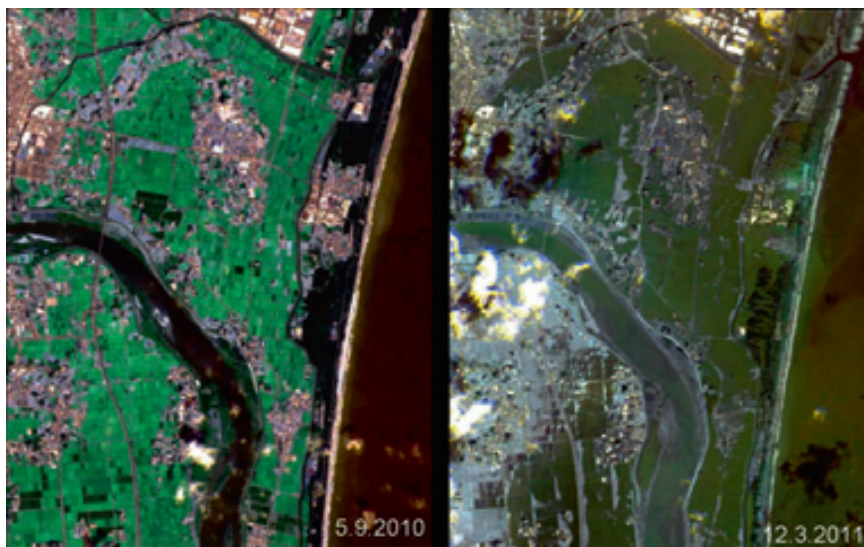
Jordskælvsvarsling

Japanerne bruger deres fintmaskede netværk af måleinstrumenter i kampen mod jordskælvs-skader. Jordskælv kan ikke forudsiges, men fordi jordskælvsbølger løber langsommere gennem jorden end elektriske impulser gennem et kabel, er det muligt at opnå et lille forspring. Når måleinstrumenterne registrerer, at et kraftigt jordskælv er i gang, sendes der automatisk en lang række advarsler gennem det højteknologiske japanske samfund. 20 sekunder er ganske vist ikke lang tids varsel fra jordskælvet udløser sin energi til de kraftige rystelser når kysten, men det er tilstrækkelig tid til at begynde nedlukningen af kritiske systemer. Faktisk virkede jordskælvs sikringen upåklageligt på Fukushima-atomkraftværket. Nedlukningen af værket var i fuld gang, da tsunamien ramte, og

atomkatastrofen kunne være blevet langt værre, hvis ikke jordskælvs systemerne havde virket. Tsunamien var til gengæld langt større, end de japanske myndigheder var forberedt på, og det var vandet, som forårsagede både atomkatastrofen samt tab af menneskeliv og bygninger. Så vidt vides, blev ingen dræbt af selve jordskælvet. Tsunamialarmerne reddede også rigtigt mange liv, men ikke alle nåede væk, da de enorme vandmasser kom væltende, og mere end 28.000 mennesker mistede livet.

Tsunamier i Japans historie

Japan er i tidens løb blevet ramt af mange tsunamier og mange af dem dødbringende (se figur 2). I historisk tid er der registreret over 130 tsunamier med kendt vanddybde på land på over 1 m samt ca. 30 flere, hvor vanddybden ikke er kendt (typisk fra før 1900). I et dokument kendt som Sanriko-jitsuroko, som beskriver 1.200 år af Japans historie, beskrives en tsunami i 869, som forårsagede 1.000 omkomne. Ud fra stedbetegnelser i dokumentet kan man udlede, at tsunamien trængte over 4 km ind i landet – noget der ikke er sket igen før ved Tohoku-skælv den 11. marts 2011. Geologiske undersøgelser har bekræftet aflejringer fra en tsunami på det tidspunkt – samt flere ældre spor af tsunamier med ca. 1.000 års mellemrum. Ud fra beretninger om tsunamienes udbredelse er der lavet beregninger om tsunamienes maksimale vanddybde og udbredelse, og en analyse af 869-jordskælvets epicenter. Et bud er et jordskælv på mellem 8,1 og 8,3 på Richterskalaen og en op til 8 m høj tsunami. Japans befolkning er – på baggrund af dens tsunamifyldte historie – opmærksom på, at landet bliver ramt af jordskælv og tsunamier, og der er planer for evakuering efter et jordskælv, således at så mange som muligt redder sig mod højere grund. Desuden er store dele af Japans kyst beskyttet af diger.



De to billeder viser tsunamis effekt på Japans kystlinje. Billedet til venstre er taget 5. september 2010. Billedet til højre er 12. marts 2011, en dag efter jordskælv og den efterfølgende tsunami ramte Japan.

Fremtidige megajordskælv

Megajordskælv forekommer så sjældent, at det stort set er umuligt at lave fornuftig statistik på dem, og dermed er det en næsten umulig opgave at udregne risikoen for, at et givet område bliver ramt af et megajordskælv. Vi kender kun megajordskælvene fra langstrakte subduktionszoner, og deres forekomst tilbage i tiden kan dels belyses ved at studere historiske optegnelser, dels ved at studere aflejringer fra tidligere tsunamier. Sendai-området, der blev ramt i år 869 af en tsunami med nogenlunde samme udbredelse som 2011-tsunamien kunne friste til at konkludere, at megajordskælv ud for Japan har en returperiode på ca. 1.000 år. Men reelt ved vi det ikke, og hvis vi sammenligner med megajordskælv fra andre dele af Stillehavet, kan vi se, at et område ikke nødvendigvis er "fredet" i 1.000 år efter et megajordskælv. Japanske forskere, som har foretaget GPS-målinger og modelleret pladebevægelser, mener, at der er risiko for, at et nyt megajordskælv vil ramme syd for Tohokujordskælv. Men de kan ikke sige, om det nye jordskælv kommer om 1 år, 100 år eller 1.000 år.

Tsunamiers effekter uden for epicentret

Meget store jordskælv kan udløse meget store tsunamier, der udbreder sig over store dele af Jorden. De kaldes teleseismiske tsunamier. Dette skete også den 11. marts, og tsunamien kunne registreres over meget store dele af verden og førte til enkelte dødsfald langt fra Japan. Tsunamien blev i Californien målt til næsten 2,5 meters vanddybde og ankom 9 t 48 min efter jordskælv. Langs Stillehavets kyster var befolkningerne blevet varslet om den ventede tsunami, idet et internationalt system – Pacific Tsunami Warning Center – udsender varsler, når en tsunami kan ventes. At en bølge kan være så stor mange tusinde kilometer fra epicentret skyldes, at en tsunami er langt kraftigere end almindelige vindskabte bølger, der har bølgelængder på 100-500 meter, men kun forekommer i havets overflade. Tsunamibølger har derimod bølgelængder på 100-500 kilometer og strækker sig hele vejen fra havoverfladen til havbunden. Der sættes derfor langt mere vand i bevægelse ved tsunamibølgerne end ved almindelige bølger, og de kan bevare deres styrke over meget lange afstande.



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN



Naturens værn mod flodbølger

Af Carsten Broder Hansen, biolog og videnskabsjournalist

Det nylige voldsomme jordskælv i Japan er blot det seneste i en række af meget store naturkatastrofer. Japan er sandsynligvis det land i verden, der har det bedste beredskab mod jordskælv, og nationen har både økonomiske ressourcer og teknologisk viden til at konstruere jordskælvssikre bygninger og anlæg. Flodbølger som følge af jordskælv eller tyfoner rammer næsten hvert år også kystområder i udviklingslande og er blandt de mest frygtede naturfænomener. Ikke alene slår bølgerne både mennesker og husdyr ihjel, ofte i tusindvis, men det indtrængende saltvand ødelægger desuden alle de kystnære rismarker og dermed det grundlag, der skal få den fattige befolkning på fode igen efter katastrofen. I de sidste år er både myndigheder og lokalbefolkning ved at genopdage den naturlige kystbevoksningens rolle som effektivt værn mod havets destruktive kræfter.

I de udviklingslande, hvor langt de fleste flodbølger rammer, er der slet ikke et beredskab eller ressourcer som i Japan, og her kan konsekvenserne blive langt værre. Den enorme tsunami, der opstod efter et undersøisk jordskælv ud for Sumatra den 26. december 2004, kostede således et sted mellem 225.000 og 280.000 mennesker livet, og langt hovedparten af disse var fattige

indonesere. Katastrofen i 2004 fik for alvor sat fokus på et hidtil overset problem i tropiske kystområder, nemlig rydningen af de mangroveskove, som findes langs tidevandspåvirkede, lavvandede kystområder. Man opdagede således hurtigt, at de kyststrækninger, hvor der voksede store, sammenhængende mangroveskove slet ikke blev skadet i samme omfang som de regioner, hvor den

Mangrove er særlige træarter, der kan tåle delvis dækning af saltvand, og de kan derfor etablere sig og overleve i tidevandszonen. Her kan de sprede sig uden konkurrence og danne enorme, tætte stande. En udvokset mangrove er en uhyre effektiv naturlig bølgebryder, der beskytter kysten mod tyfoner og flodbølger.



naturlige vegetation var fjernet og som nu lå helt blottet for tsunamienes enorme kraft.

Tropernes naturlige kystsikring

Mangrove er en fællesbetegnelse for en særlig tropisk skovtype, hvor træernes nedre dele dagligt dækkes af saltvand, som er giftigt for de fleste landplanter. Det er kun særligt tilpassede træsorter, der kan etablere sig og overleve i tidevandszonen. Disse få arter kan til gengæld sprede sig uden konkurrence og danne enorme, tætte stande. Ud over at udgøre en effektiv barriere mod bølger og vind fra havet, har mangrove-skovens net af oversvømmede rødder også en særdeles vigtig betydning

som gyde- og opvækststed for talrige spisefisk og krebsdyr. Fremtiden for det kystnære fiskeri afhænger i høj grad af mangrovens tilstedeværelse, og lokalbefolkningen samler desuden muslinger, krabber og spiselige havsnegle direkte fra mangrove-træernes stammer og rødder. I de mere permanent vanddækkede områder kan der produceres østers, og det har oven i købet vist sig, at visse mangrove-træer har blomster, som tiltrækker bier.

The Green Team i Vietnams kystområde

I september 2005 ramte tyfonen Damrey Thanh Hoa-provinsen på Vietnams østkyst med vindstød på over 100 km i timen. Flodbølgerne, der fulgte





FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

stormen, ødelagde diger, huse og rismarker, og tusindvis af husdyr blev dræbt. Mange familier kom sig aldrig oven på tabet af deres hjem og afgrøder, og de lever nu i dyb fattigdom helt afhængige af den hjælp, de kan få fra naboer og fjerne slægtninge. Et enkelt distrikt, Hau Loc, havde dog kun begrænsede skader efter tyfonen, og i netop dette distrikt havde man ikke fældet mangroveskoven langs kysten. Budskabet var tydeligt, også for Landbrugsministeriet, og i mange af Vietnams kystprovinser foregår der nu en massiv indsats for at beskytte de resterende mangroveskove og for at genplante nye. "The Green Team" er frivillige skolepiger, der hver dag passer tre kilometer med nyanlagt mangroveskov. Der er 700 personer fra seks forskellige landsbyer, som er direkte involveret i at passe mangroven og med at fjerne affald og plastik fra kysten, så det ikke ødelægger de unge træer. Nogle steder er mangroven over 800 meter bred, så selv om mange folk medvirker, er det alligevel et stort arbejde. Skolepigerne er overbevist

Hver dag efter skole tager unge vietnamesiske skolepiger ud i mangroven for at fjerne noget af alt det affald, som tidevandet har efterladt på træerne. Plastikaffald, der sidder fast på blade og rødder, kan ødelægge de unge planters mulighed for at overleve. Det kan virke næsten uoverkommeligt at udplante og passe de enorme arealer med mangrove, men der er ingen vej uden om, og det haster. Næste flodbølge kan komme om få måneder.

om at ideen med at genplante mangroveskoven vil spredes til endnu flere regioner, da alle kender folk, som er blevet hårdt ramt af stormene og flodbølgerne. En af pigerne siger: "Når havvandet rammer rismarkerne går der kun kort tid før risen dør, og vi ved, at det vil ske igen. Nu har vi med egne øjne set, hvad det betyder, når mangroven beskytter vores hjem."

Mangrove modvirker stigende havniveau

Grænseområdet mellem hav og land kan ikke blot beskytte mennesker, husdyr og landbrug mod tyfoner og tsunamier, mangroven kan desuden vise sig at være en afgørende faktor til at modvirke følgerne af den globale opvarmning. I modsætning til et kunstigt dige af jord, sten eller beton indvinder mangroven nemlig nye landområder, når skoven langsomt, men sikkert, vokser ud i havet. Mangrovens rødder holder på jorden, og nyt sediment vil efterhånden ophobes og blive til stabilt jord i den kystnære del af mangroven. Med tiden vil almindelige træer og buske overtage den indre del af skoven, og nyt land er opstået! Hvis verdenshavene stiger som følge af den globale opvarmning, kan en hurtig beslutning om at udplante og beskytte så meget mangroveskov som muligt derfor betyde redningen for de millioner af mennesker, som nu bebor de udstrakte og stærkt truede lavtliggende kystområder i mange tropiske lande.



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Ud over betydning som kystsikring og gydeplads for spisefisk, er mangroven også særdeles vigtig for tropernes fugle- og dyreliv. Mange sjældne og enestående dyr lever i mangroven som eksempelvis Borneos ejendommelige næseabe.

Overvågning af landbrug og miljø i Sahel

Af Kjeld Rasmussen, lektor, Rasmus Fensholt, lektor og Silvia Huber, post.doc,
Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning, Københavns Universitet.

Sahel-Sudan regionen i Vestafrika udgør overgangszonen mellem Sahara og skovområderne ved Guinea-bugten. Regionen har altid været præget af store variationer i nedbør, hvilket i perioder har kostet enorme ofre både i menneskeliv, i kvægbestand og i form af økonomiske tab. Den sidste store tørke varede usædvanligt længe, fra de tidlige 1970-ere til midt i 1980-erne, og på de fleste lokaliteter er nedbøren den dag i dag gennemsnitligt lavere end i de relativt våde perioder i 1960-erne. Det er indlysende, at der eksisterer et stort behov for at overvåge afgrødernes og græsningsressourcernes udvikling fra dag til dag gennem vækstsæsonen, sådan at man tidligt på sæsonen kan få overblik over eventuel mangel på fødevarer eller foder til dyrene gennem tørtiden.

Overvågning kan mindske konsekvenserne

Nedbørs-gennemsnittet i sig selv siger ikke så meget om regionens udfordringer, for variationerne fra år til år og fra sted til sted kan være meget store, og nedbørens effekt på afgrøderne og græsningsressourcerne afhænger også af, hvordan nedbøren er fordelt over året. Således kan store regnskyl uden for den korte regntid (juli-september) medføre skader på vegetationen. Tidlig viden om klimatiske ekstreme, såsom enorme nedbørsmængder eller langvarig tørke, kan forebygge de værste katastrofer. Med en sådan 'early warning' kan man i god tid sikre, at der fremskaffes fødevarebistand, eller at dyreholdet reguleres i forhold til foder-mængden.

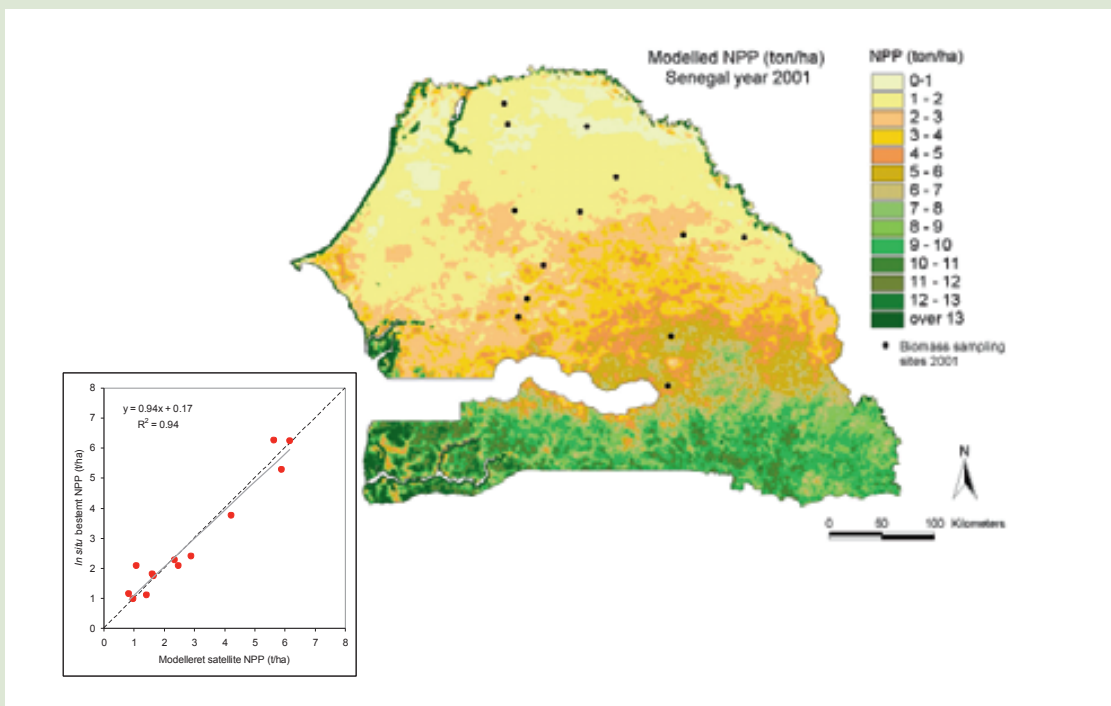
Overvågning på så stor skala er imidlertid vanskelig, og det er kun anvendelse af satellitbilleder, der er en realistisk mulighed. I 1987 indledte Geografisk Institut (GI), nu Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning, et tæt samarbejde med det nyetablerede, FN/Danida-støttede senegalesiske 'Centre de Suivi Écologique'(CSE), et miljø-ministerielt overvågningscenter. GI udviklede metoder og software, opstillede PC-baserede systemer til analyse af satellitbilleder (især fra de amerikanske NOAA satellitter) til overvågning af biomasse-produktionen i Senegals græsningsområder, samt trænede CSE's personale. Overvågningen, der understøttes af omfattende feltarbejde, er fortsat lige siden.



FOTO: COLOURBOX

Analyse af satellitdata

Et eksempel på data og analyse-resultater er vist i figur 1. Ved hjælp af satellit-baserede målinger af det reflekterede sollys i den synlige og infrarøde del af spektret kan bestemme en landoverflades 'grønhed', hvilket har en nøje sammenhæng med vegetationsdækkets fotosyntese-aktivitet. Hvis denne grønhed (som beskrives ved et såkaldt 'vegetations-index', NPP) og summeret over en vækstsæson giver den et godt bud på den producerede biomasse.



Figur 1 Kort over den estimerede netto-primærproduktionen i Senegal, baseret på en tidsserie af MODIS satellit-billeder. Der er indtegnet de lokaliteter i Senegal, hvor CSE foretager biomasse-målinger til kontrol og kalibrering af de satellitbaserede estimater. Til venstre ses sammenhængen mellem estimeret og målt netto-primærproduktion.

Omfattende samarbejde i Sahel

Samarbejdet om overvågning af sårbare landbrugszoner er siden udvidet til også at omfatte universiteter i Senegal, Mali, Burkina Faso, Niger og Ghana, og inddrager flere temaer inden for landbrug og miljø:

- Overvågning af afgrøde-produktionen med henblik på 'early warning' af fejlslagen høst.
- Omfanget af savannebrande, som berører væsentlige dele af Sahel-zonens areal hvert år, og som i nogle tilfælde indebærer store tab af græsningsressourcer, overvåges løbende. (Se et eksempel i figur 2).
- Ændringer i vandbalance og dermed også i vegetationens vækst, grundvandsdannelsen og vandføringen i floderne, der leverer vandressourcer til omfattende kunstvanding
- Ændringer i anvendelsen af landbrugsarealer, fx. ekspansion af dyrkning ind i tidligere græsnings- eller skovområder, kan kortlægges år for år. Dette er af betydning både for fødevareproduktionen, for bevarelse af værdifulde økosystemer og for oplagringen af kulstof i vegetationen - og dermed for udslippet af drivhusgasser til atmosfæren.

Samarbejdet omhandler også opbygning af teknisk kapacitet hos de lokale universiteter og uddannelse af medarbejdere og studerende i brugen af satellitbilleder.

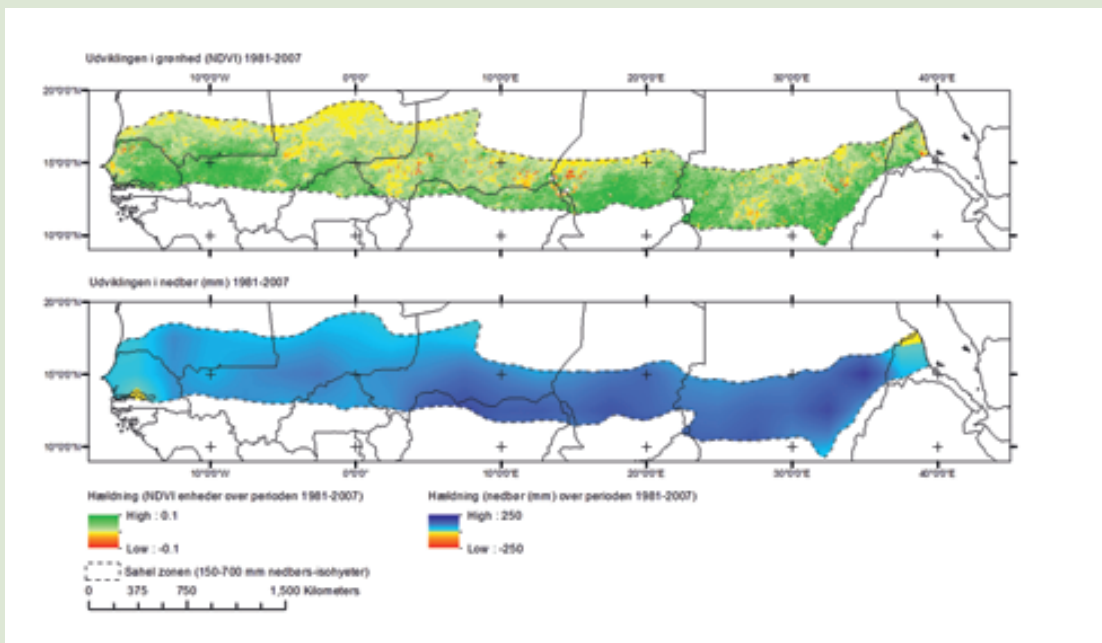


Figur 2 MODIS satellitbillede, dækkende det vestligste Afrika, fra november 2005. Ved pilen i det nordlige Senegal ses et afbrændt område, der dækker titusinder af hektar. Sådanne brande er almindelige i Sahel-Sudanbæltet, især i år med stor netto-primærproduktion. Til højre ses en flok geder, der søger efter de beskedne rester af foder, der er blevet tilbage efter branden.

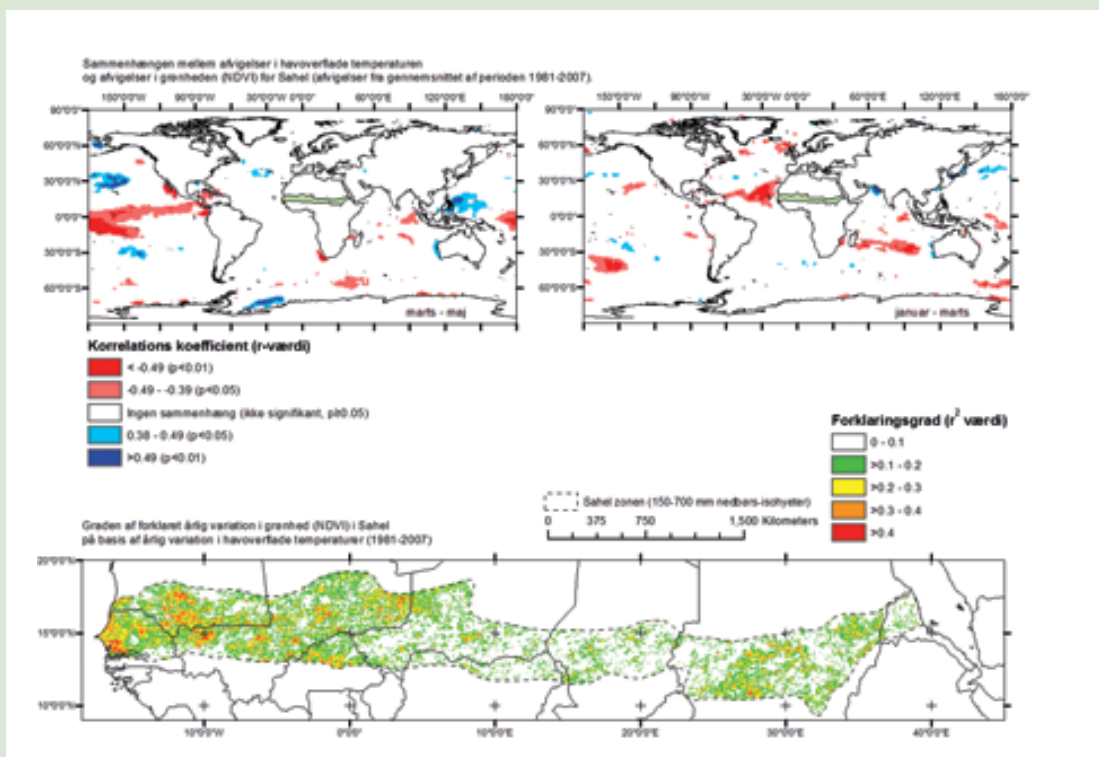
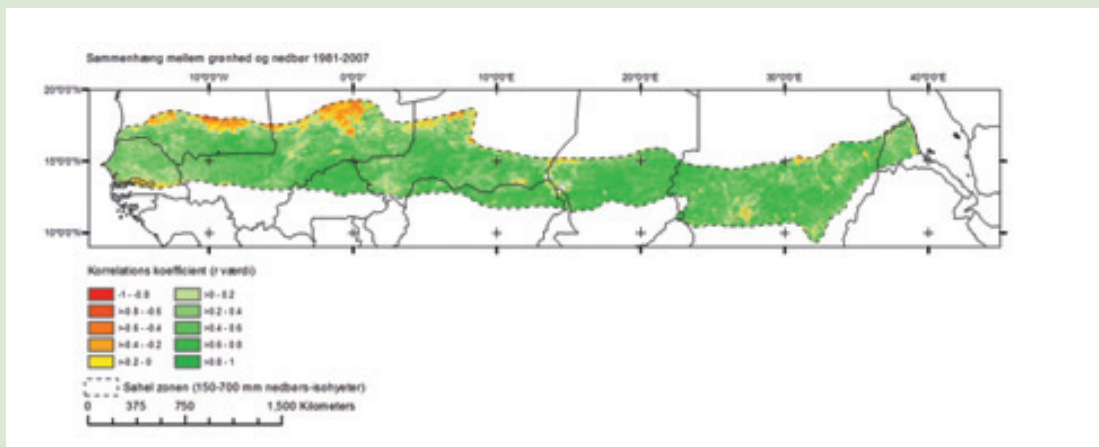


Klimaændringer og ørkenspredning

Klimaændringer er særdeles aktuelt og alvorligt i Sahel-regionen. Derfor studerer vi effekterne af ændringerne i relation til ørkendannelse og ørkenspredning, og vi undersøger hvilke realistiske tiltag til begrænsning af klimaændringerne, der kan foretages. Det omfatter forøgelse af kulstof-lagring i vegetation og jord samt produktion af bio-energi til at fortrænge fossil energi. Siden 1986 har vi arbejdet med brug af satellitdata til at afgøre en mere end 100 år gammel videnskabelig diskussion: Breder ørkenen sig i Sahara's sydlige kant, og er en eventuel ørkendannelse (eller det modsatte) primært forårsaget af klima-ændringer eller af menneskelig fejl- og overudnyttelse af skrøbelige økosystemer? Udviklingen i vegetationens 'grønhed' kan beregnes ud fra næsten daglige satellitbilleder fra NOAA satellitterne, udviklingen i årlig nedbør i den samme periode, samt korrelationen mellem 'grønhed', summeret over regntiden, og årlig nedbør. Det kan konkluderes, at variationer i årlig nedbør spiller en ganske stor rolle. Det udelukker ikke, at andre faktorer kan være væsentlige lokalt, men på Sahel-skala er det nedbørs-variationerne der dominerer. Satellitbaserede analyser viser Nordafrika og Sahel-området.



Figur 3 Ved brug af satellitdata kan man i løbet af regntiden give et bud på, hvordan høsten kan tænkes at følge udviklingen i 'grønhed'. Det ville imidlertid være et yderligere stort skridt fremad, hvis man allerede inden regntiden kunne give et bud på, hvor meget nedbør man kan forvente. Dermed havde bønderne mulighed for at vælge afgrøder, der var tilpasset nedbørsmængden, og man fik samtidig et endnu tidligere varsel om eventuel kommende fødevaremangel. Analyse af satellitdata for temperatur og grønhed fra hele kloden viser, at der faktisk er en signifikant sammenhæng mellem havtemperaturen i Atlanterhavet i perioden januar-marts (og i perioden marts-maj i Stillehavet) og 'grønheden' i Sahel i den følgende regntid (juli-september). Videre analyse af sådanne globale klimatiske sammenhænge vil kunne hjælpe til at undgå fremtidig hungersnød i Sahel, forudsat at de involverede lande og internationale organisationer er villige til at reagere i tide.





Bæredygtig brug af energi og råstoffer

Af Stefan Anderberg, lektor, Lunds Universitet (tid. (1996-2008) ved Københavns Universitet)

Det moderne globale samfund kendetegnes af et enormt forbrug af naturressourcer. Hvis vi håndterer dem fornuftigt og forsigtigt vil en del af disse ressourcer – luft, vand, planter og dyr – aldrig slippe op. Det er de vedvarende ressourcer, i modsætning til fx de fossile brændstoffer som kul, olie og naturgas og mineraler, som ikke fornyes. Fossile brændstoffer giver os det meste af den energi, som vi har brug for til at få det moderne samfund til at fungere. I hverdagen giver de os lys og varme i hjemmet og på arbejdspladsen samt benzin og diesel til biler og maskiner. Disse energikilder er 'fossile', fordi de er dannet af rester af dyr og planter, som har været begravet dybt i jorden i millioner af år. Når vi bruger dem, så forbruger vi lagre i jorden, som det har taget meget lang tid at bygge op. På trods af, at forbruget af disse ikke-vedvarende ressourcer i verden er større end nogensinde og fortsat stiger hastigt, er der imidlertid i dag ikke den store bekymring for, at der i en nær fremtid vil blive mangel på væsentlige råstoffer på globalt niveau. Derimod giver andre konsekvenser af ressourceforbruget anledning til øget uro og energiforsyningssystemet står over for store udfordringer.

Det stigende forbrug af ikke-vedvarende ressourcer

Mennesket har længe brugt Jordens energi- og mineralressourcer, men indtil 1800-tallet var forbruget temmelig begrænset og geografisk koncentreret. I de seneste århundreder er forbruget af ikke-vedvarende ressourcer øget meget hastigt. Dette hænger sammen med den største og mest dramatiske forandring i menneskehedens historie, den industrielle revolution. På figur 1 er vist den historiske udvikling af produktionen af nogle af de kvantitativt største råstoffer: olie, gas, kul, cement og metaller (mineproduktionen) på verdensbasis. Omsætningen af disse materialer er blevet mere kompleks, idet de forarbejdede produkter i stigende grad er sammensat af mange forskellige materialer, hvoraf en stor del i dag er naturfremmede kemikalier fremstillet ved hjælp af fossile brændstoffer. Dertil kommer, at en del af materialeomsætningen udgøres af genbrug af eksisterende materialer. Den revolutionerende transportudvikling har endvidere betydet, at markeder er blevet sammenkoblede og at råstoffer, industri- og landbrugsprodukter bevæger sig over større afstande. Stort set hele verden hænger sammen i et omfattende ressource/energiforsyningssystem.

I gennemsnit bruger hver af Jordens indbyggere næsten 2 ton fossile brændstoffer om året. Forbruget er ujævnt fordelt mellem forskellige dele af verden, men i de sidste årtier er forskellene blevet dramatisk udjævnet, idet næsten hele stigningen er sket uden for de traditionelle industrilande. Den industrialiserede verden (OECD, øvrige Europa og Rusland) med ca. ¼ af verdens befolkning stod i 2010 for 50 % af CO₂-udslippet, hvilket er en god indikator på forbruget af fossile brændstoffer i verden, sammenlignet med 82 % i 1973. Asiens andel er i denne periode vokset fra 9% til 35 %. Udviklingen er endnu mere dramatisk i forbindelse med byggematerialer, hvor den største del af forbruget i dag sker i Asien. Næsten hele væksten i verdens

cementproduktion er de sidste årtier således sket i Asien og 40 % af verdens forbrug menes nu at finde sted i Kina.

Forsyningssystemets udfordringer

Dette globale forsyningssystem står over for store udfordringer af både teknisk-organisatorisk, miljømæssig og sociopolitisk karakter. Det kræver en omfattende infrastruktur i form af anlæg til udvinding, transport, raffinering og distribution og der forbruges store mængder af energi i forbindelse med udvinding, transport og videre bearbejdning af ressourcerne. Mineral- og energiforekomsterne er meget forskellige med hensyn til tilgængelighed, produktionsomkostninger og geografisk fordeling. For at opretholde forsyningen, er der hele tiden behov for efterforskning, identificering og udnyttelse af nye forekomster, hvilket er et vigtigt arbejdsområde for mange geologer.

Udtømmelse af ressourcerne

Den intense udvinding har betydet, at mange tidligere rige og lettilgængelige råstofforekomster er blevet tømt. Blandt de tydeligste eksempler er guanofosfat-forekomster i Stillehavsregionen, og der er også mange eksempler på olie- og mineraludvindingsområder, som er blevet opgivet. Forskere har i de seneste 40 år advaret om, at verdens kritiske ressourcer vil blive opbrugt. Især frygtede man, at olieforekomsterne ville blive opbrugt i en nær fremtid. Siden har bekymringerne for ressourcernes bæredygtighed imidlertid skiftet karakter. I stedet for uroen over de fossile ressourcers begrænsede mængde drejer bekymringerne sig i dag hovedsageligt om, at Jordens klima ikke kan tåle det store forbrug af fossile brændstoffer.

Forekomsterne af olie og naturgas

En råvares reserve kan øges ved fund af nye forekomster, men også ved en forøgelse af indvindingsgraden af de eksisterende mængder med forbedrende teknikker. Reserverne kan også øges

ved, at produktionsomkostningerne mindskes eller at prisen går op. Tilsvarende mindskes reserven ved prisnedgang. I dag er oliereserven fordoblet sammenlignet med 1980, mens forbruget kun er steget med ca. 20 %. Til sammenligning med kulreserven, som rækker til mellem 150 og 200 års forbrug på nuværende niveau og yderligere store mængder kul, som er knap så tilgængelige, er olie og gas lettilgængelige i meget begrænsede mængder. Foruden den estimerede reserve af råolie og naturgas på 202 milliarder ton resp. 196 milliarder kubikmeter, svarende til ca. 50-60 års forbrug (2011), er der imidlertid store forekomster af naturgashydrater og ukonventionelle ressourcer af lavere kvalitet (fx ekstra tung olie, olieskifer, metangas i kulminer). Men disse er dyrere at udvinde. På figur 2 er vist en estimeret udvindingsomkostningskurve for de kendte olie- og gasressourcer. Hvis olie og gas fortsat bliver brugt i det nuværende eller i et øget omfang, vil andre energikilder efterhånden blive konkurrencedygtige og det vil føre til øget substitution. Denne udvikling kan givetvis accelereres gennem politiske indgreb, fx ekstra skat og afgifter på fossile brændstoffer

eller CO₂-udledning eller subventioner til alternativer. Indtil nu har den tekniske udvikling inden for olieudvindingen i de sidste årtier ført til en bemærkelsesværdig effektivisering, hvilket faktisk har gjort det vanskeligere for ikke-fossile energikilder at konkurrere.

Miljøpåvirkning

Forbruget af mineraler, og ikke mindst fossile brændstoffer, har store miljøomkostninger i form af påvirkning af landskabet i udvindingsområderne og ved tab og udslip i forbindelse med brug og transport af produkterne. En stor del af materialestrømmene når før eller senere ud i naturen. I forbindelse med forbrænding af olie og det direkte forbrug i landbruget af energi og gødning er tabet omfattende, men for produkter med længere anvendelsestid og et velfungerende genbrug er tabet mere diffust. Dette tab eller udslip fører til kemiske forandringer af miljøet i stor skala, fx eutrofiering, forsuring og øgede koncentrationer af forskellige kemikalier i naturmiljøet. Anvendelsesmåden og produkters kompleksitet har også afgørende betydning for udslip og genbrugsmuligheder. Mens

Figur 1 Udviklingen af produktionen af fossile brændstoffer, metaller og cement.

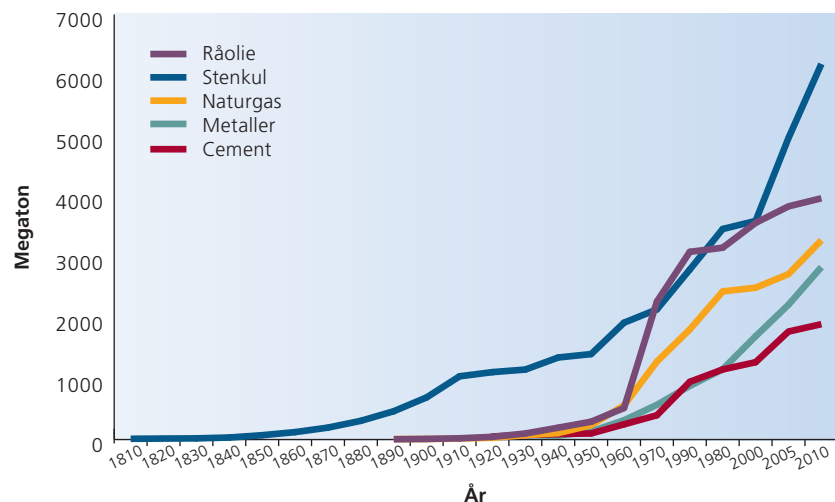


ILLUSTRATION: ANNA-BETH ANDERSEN, GEUS OMTEGENAFT EFTER RIVM, HOLLAND, US GEOLOGICAL SURVEY OG INTERNATIONAL ENERGY AGENCY.



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Tæt trafik i Hanoi, Vietnam

en stor del af metallerne recirkuleres, gælder dette kun for en marginal del af de fossile brændstoffer. Fra et klimaperspektiv synes det mere og mere presserende at udvikle alternative energikilder for at mindske den globale afhængighed af fossile brændstoffer og at effektivisere den meget energi-krævende ressourcehåndtering.

Andre udfordringer

Der er ikke længere så stor frygt for, at ressourcerne skal tømmes helt, men derimod giver resourceforbrugets øvrige konsekvenser anledning til uro. USGS (United States Geological Survey) Global Mineral Resource Assessment Project mener, at der på globalt niveau ikke vil opstå mangel på mineralressourcer i den nære fremtid, men det er blevet vanskeligere at finde og udnytte naturressourceforekomster, eftersom deres udnyttelse i stigende

grad kommer i konflikt med andre samfundsinteresser. De lovmæssige krav til minedriften er skærpet og mineselskaber må i dag i den industrialiserede verden tage ansvar for både påvirkning af landskab og miljø og for negativ indvirkning på det omkringliggende samfund. Trods dette er den folkelige modstand mod råstofudvinding vokset og konflikterne mellem råstofinteresser og fx natur-, rekreative- og turismeinteresser er taget til.

Det er også dybt problematisk, at råstofudvinding i den tredje verden, som burde give gode forudsætninger for en positiv økonomisk udvikling i egne med råstoffer, ofte resulterer i både social og miljømæssig katastrofe. Den økonomiske vækst i Asien, ikke mindst i Kina og Indien, har betydet en dramatisk stigning i efterspørgslen af mineralressourcer. Konkurrencen om kontrollen over vigtige



FOTOS: HENRIK INGERMANN PETERSEN, GEUS

Olieudvinding i det nordligste Thailand.

reserver og potentielle råstofforekomster bidrager til spændinger og konflikter. Afrika er længe blevet betragtet som verdens store mineralreserve og det er på dette kontinent, at man kan finde de tydeligste eksempler på, at kontrollen over metal- og mineralressourcer kan være en væsentlig årsag til væbnede konflikter. Det er også i Afrika, at nogle af de værste eksempler på negative regionale konsekvenser af minedrift og dårlig adfærd blandt olie- og mineselskaber findes.

Mod bæredygtigt ressourceforbrug

Den store udfordring for den råstofudvindende industri er at tage et større ansvar for de regioner i den tredje verden, som den har aktiviteter i eller handel med. Det er hverken bæredygtigt eller rimeligt, at mineralrige, men fattige og politisk svage regioner, ikke får en ordentlig kompensation og kan se de positive konsekvenser af udnyttelse af deres mineralforekomster. Der er sket forbedrin-

ger som følge af både reguleringer og teknologisk udvikling, men der er store effektiviseringspotentialer i de fleste trin af samfundets materialestrømme. Trods fremskridtene inden for olie- og naturgasudvindingen findes der store uudnyttede effektiviseringspotentialer. Store mængder naturgas brændes af ved udvindingen og der er også store gasforekomster, som stadigvæk betragtes som spild ved fjerntliggende olieproduktion og som ikke udvindes på grund af for store afstande og manglende infrastruktur. Metan, som er et spildprodukt ved olieproduktionen, kan bruges mere effektivt i stedet for blot at blive brændt af. Der er også store fremskridt i planlægning af og forventninger til at kombinere CO₂-lagring med øget olieudvinding. Ved at pumpe CO₂ ned i gamle olieklender og øge trykket bliver det muligt at udvinde mere olie fra kilden. Det er imidlertid en politisk udfordring at sørge for at sådan en udvikling ikke fører til, at alternative muligheder bliver udkonkur-

rerede og at vi kører endnu mere fast i en kortsigtet afhængighed af fossile brændstoffer.

Den vedvarende energi

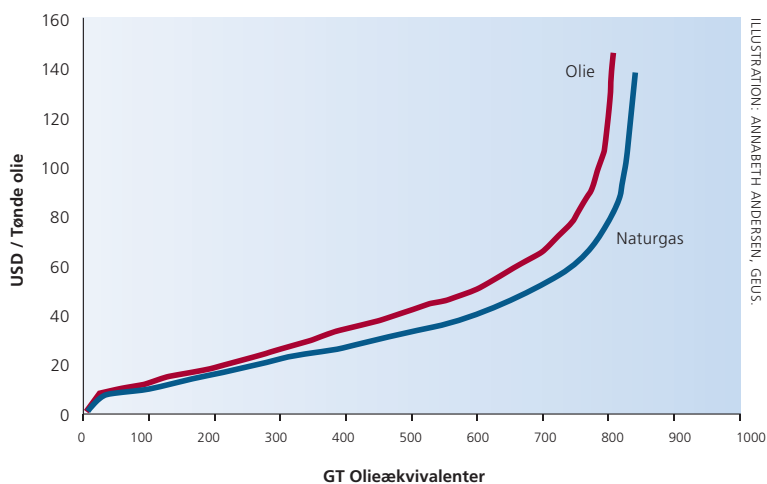
Jorden har store vedvarende ressourcer, som endnu ikke anvendes i et væsentligt omfang. Foruden det soldrevne system på Jordens overflade med solvarme, vind, vand og bølger, hvor der er rige muligheder for et øget energiudtag, producerer Jorden stort set ubegrænset geotermisk varme. Denne varme kommer fra naturlig aktivitet i undergrunden og kan udnyttes til både opvarmning og produktion af elektricitet. Denne energi har en række fordele frem for fossile brændstoffer. Den er ren og sikker for miljøet og fornybar ved at det afkølede vand kan føres tilbage til undergrunden. Sammenlignet med sol-, vind-, vand- og bølgekraft har den fordelene ved at være uafhængig af vejrforhold. Dette betyder, at geotermiske kraftværker kan anvendes som

basis-kraftværker i elforsyningen. En del forbedringer kan opnås gennem substitution af materialer, men ofte er tilgængelighed og pris forhindrende faktorer. For at en mængde stoffer skal kunne blive anvendelige til storskala substitution er der behov for identifikation og udvikling af nye forekomster.

Forskning for bæredygtigt ressourceforbrug

Det er en stor global udfordring at gøre materialestrømmene i verden mindre fossilafhængige og mere miljøeffektive, og at minimere de negative konsekvenser ved udvinding og anvendelse af naturressourcerne.

Det er en hovedmålsætning for den geovidenskabelige forskning at støtte en bæredygtig udvikling af det globale ressourceforbrug. Hovedopgaven består i at skabe bedre overblik over og bedre organisation af og kontinuitet i undersøgelsen af forekomster



Figur 2 Omkostninger i USD pr. tønde olie forbundet med indvinding af kulbrinteressourcerne, som en funktion af de eksisterende ressourcer og fremtidige nye fund af kulbrinter.

af forskellige ressourcer, så eftersøgning og udvinding kan blive mere effektive. Her er det også vigtigt at forstå processerne i jordskorpen for at forstå dannelsen af forskellige mineraler og varmestrømme. Men det handler også om bedre sammenhæng mellem geovidenskaberne, samfundet og ressourcetilførselen, så der kan skabes bedre forudsætninger for at ressourcenuddnyttelse kan generere velfærd i både i-lande og u-lande og at unødige miljøpåvirkninger kan undgås. Blandt de forskningsområder som bliver centrale i de kommende år er:

1. Hvordan kan vores forbedrede kendskab til værdifulde geologiske ressourceforekomster bidrage til bedre planlægning, styring, social stabilitet og udvikling i bæredygtig retning?
2. Kan nye bæredygtige produktionsmetoder udvikles for den øgede industrielle brug af mineralressourcer?

Det sidste gælder især platingruppen. Eftersom reserverne af platinmetallerne er begrænsede, kan man i nær fremtid forvente, at der udvikles nye udvindingsområder på Nordkalotten, i Afrika og i Sydamerika. Det er strategisk meget vigtigt, at denne ekspansion støttes af en ordentlig ressourceindvinding og kombineres med en udvikling af effektive og bæredygtige produktionsmetoder.

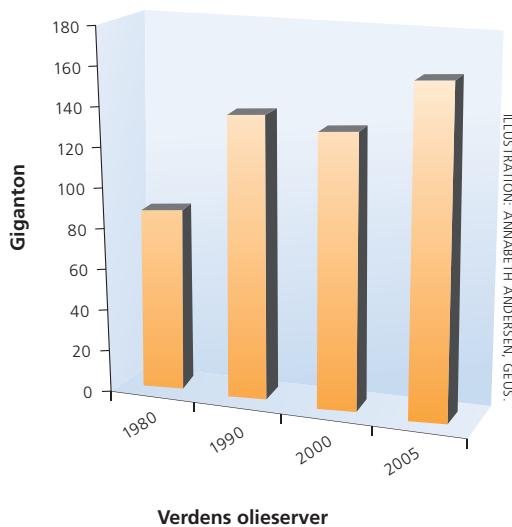




FOTO: COLORBOX

Megabyer

Af Christian Wichmann Matthiessen, professor, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning,
Københavns universitet

Megabyer er interessante ikke blot fordi de er store, men også fordi de repræsenterer et nyt fænomen i den globale urbaniseringsproces. Deres indmarch blev indledt i det 20. århundrede, og de vil formentlig udgøre en mere og mere markant storbytype i løbet af det 21. århundrede. Megabyer rummer mindst 10 mio. indbyggere. De er uden fortilfælde i historisk lys. Aldrig før har verden oplevet sådanne koncentrationer af mennesker eller sådanne absolutte væksttal for bybefolkning. Megabyer er imidlertid ikke kun kendetegnet ved deres befolkningsstørrelse. De koncentrerer infrastruktur, økonomisk aktivitet og kapital, og de rummer økonomisk og politisk magt. Deres udviklingsdynamik er højaktiv, og de er omfattet af socio-økonomiske, miljømæssige og institutionelle problemstillinger og udviklingsprocesser. Mange megabyer - især i ulande - oplever disse processer i ekstrem form med selvforstærkende feedbacks som acceleratorer. Megabyer udgør komplekse og dynamiske systemer og koncentrerer mange af globaliseringens udtryk.



De 20 største megabyer (millioner indbyggere i 2005).



ILLUSTRATION: ANNABETH ANDERSEN, GEUS, OMTEGNET ETTER UNITED NATIONS, DEPARTMENT OF ECONOMIC AND SOCIAL AFFAIRS, POPULATION DIVISION (2006); WORLD URBANIZATION PROSPECT, THE 2005 REVISION.

Årsskiftet 2007-2008 markerede det tidspunkt, hvor der for første gang i klodens historie boede flere mennesker i byer end i landområderne. I 1950 var der kun to megabyer (defineret som funktionelle storbyregioner med over 10 mio. indbyggere), nemlig New York-Newark og Tokyo. I 1975 sluttede Mexico City sig til selskabet og ved årtusindeskiftet var der 18 af slagsen. Den nyeste FN-registrering tæller 25 megabyer, hvoraf hele 10 endda har mere end 20 millioner indbyggere. Hovedparten af de 25 megabyer ligger i nye industrilande (tre i Kina, tre i Indien og to i Brasilien) og i ulande, og det er også her kommende megabyer vil opstå.

En ny organisationsform

Ulandenenes megabyer bliver stadigt sværere at styre, netop som følge af deres størrelse, kompleksitet og dynamik. Her koncentrerer de globale forandringsprocesser og her sker en markant fremvækst af nye og komplicerede økonomiske, sociale og politiske strukturer. Tabet af styringsevne indebærer, at et stigende antal af processer finder sted uden offentlig regulering og at andre ledelsesformer overtager magten, det være sig illegale eller uformelle. Uformelle netværk, aktører og institutioner bliver

indblandet i eller kan ligefrem dominere formelle offentlige og private institutioner. I den henseende præsenterer ulandenenes megabyer en bekymrende indsigt i fremtiden, hvor udfordringerne fra nye problemstillinger leder til udvikling af nye - ligeledes komplekse socio-økonomiske og politiske organisationsformer.

Er bæredygtig byudvikling mulig?

Industrilandenenes ældre storbyer som Tokyo, New York, London og Paris har naturligvis også problemstillinger af gigantisk omfang, men de er ikke uløselige. Her er de trafikale, kommunikative og økonomiske udfordringer blevet håndteret kompetent i en årrække og nye ideer testet og optimeret. Sociale og økonomiske polariseringsprocesser præsenterer sig balancerede, arealbenyttelseskonflikter kan løses, forsyningen med vand og energi fungerer ligesom håndteringen af miljøspørgsmål. I modsætning hertil er udviklingsprocesser i ulandenenes megabyer vanskelige at bedømme, simpelthen fordi man ved for lidt om konsekvenserne af den massive koncentration. Spørgsmålet er, hvilke sociale og økonomiske muligheder, der er forbundet med udviklingen af megabyerne og hvilke risici, de repræsenterer.



FOTO: HENRIK HØJMARK THOMSEN, GEUS.

Shanghai 2004. Det nye finansdistrikt. Få år tidligere lå her rismarker.

Spørgsmålet er desuden, om man kan formulere strategier, som kan styre udviklingen. Kan ledelsen af de ustyrlige megabyer overhovedet få magt til at dæmpe byernes fodaftryk på miljøet? Man kan konstatere, at problemstillingerne præsenterer accelerationsprocesser, der omfatter social og rumlig polarisering, som indebærer uløselige arealbenyttelseskonflikter. Megabyernes forsyning med rent vand er mere og mere vanskelig, og de dermed forbundne helbredsproblemer har nået kritiske niveauer. Det samme gælder luftforurening og energiforsyning. Holdbar udvikling synes at være et fjernt og temmelig urealistisk mål.



Vand

– Den vigtigste ressource

Af Erik Nygaard, seniorrådgiver, GEUS og Torben O. Sonnenborg, seniorforsker, GEUS

Det flydende stof, vand, udgør to tredjedele af Jordens overflade og er en af de vigtigste forudsætninger for, at der findes liv på Jorden. Med Solen som energikilde indgår vandet i et evigt kredsløb. Det fordamper til gas, fortætter til skyer, falder som nedbør, og samler sig i de vanddækkede områder af jordoverfladen i form af sne, is, ferske vande og havet, samt til grundvandet under jordoverfladen. Undervejs i vandets kredsløb fordeles det varmen på Jorden, det nedslider og omfordeler landjorden, og det vander afgrøderne. Vandet er hjemsted for millioner af planter og dyr, og vand er en hovedbestanddel i alle levende væsener. For mennesket er det især ferskvandet, der har betydning for livsbetingelserne og samfundenes udviklingsmuligheder. Både knaphed på ferskvand og alt for stor rigelighed kan bære kimen til internationale konflikter.

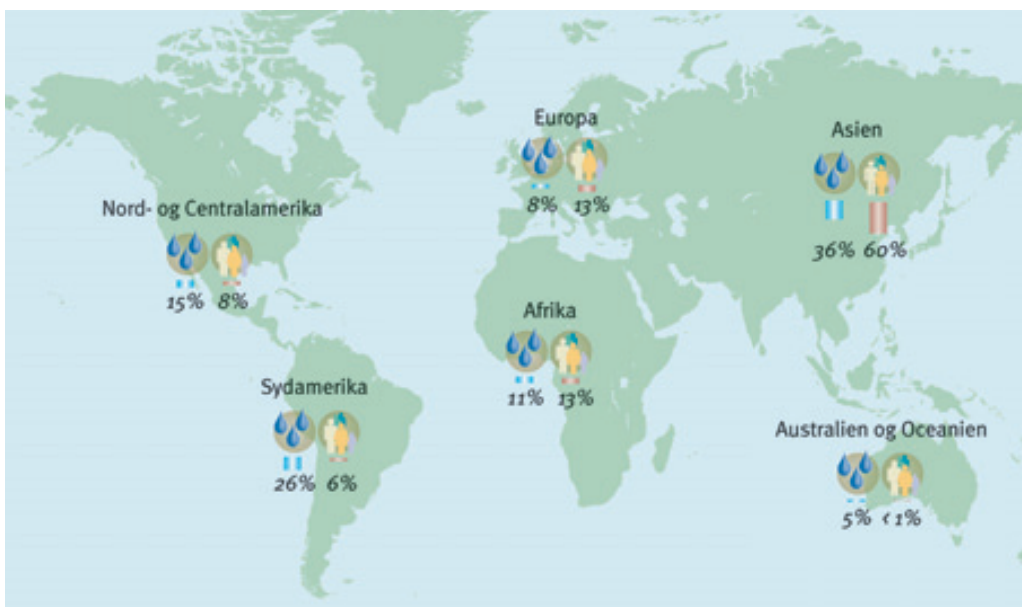


ILLUSTRATION: ANNABETH ANDERSEN, GEUS. OMTEGNET EFTER UNESCO/HP.

Vandressourcens og verdensbefolkningens procentvise fordeling.

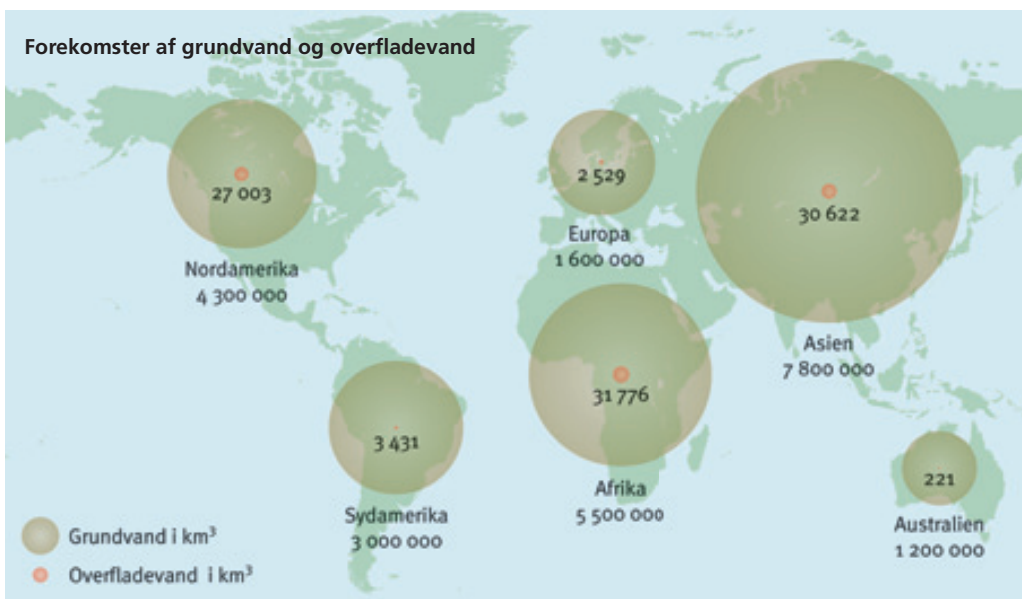


ILLUSTRATION: ANNABETH ANDERSEN, GEUS. OMTEGNET EFTER KARSTEN HØG JENSEN, INSTITUT FOR GEOGRAFI OG GEOLOGI.

Jorden rummer meget mere grundvand end overfladevand. Alligevel består 80 % af den globale vandindvinding af overfladevand, mens kun 20 % er grundvand.

Den globale vandbalance

På Jorden er der 1,4 milliard km³ stof med sammen-sætningen H₂O. Der er opløst salte i den største del af denne kolossale vandmængde, og det ferske vand, der er grundlaget for livet på landjorden, udgør derfor kun en lille del af jordens vandres-source. Herudover er størstedelen af ferskvandet bundet som sne, iskapper, gletsjere, permafrost og i biologisk materiale. Yderligere er der en del fersk-vand i atmosfæren og som jordvand. De opremsede typer af ferskvand kan kun i ringe grad dække behovet for fersk drikke- og produktionsvand, da de enten er vanskelige at udnytte eller findes i tyndt befolkede egne. Den ferske vandressource, som kan udnyttes som drikkevand af mennesker og dyr, består af den lille del af den samlede vandmængde, som findes i vandløb og søer, og som grundvand. Det er disse "udnyttelige" ferskvandsressourcer og deres fordeling på Jorden der bestemmer, hvor mennesker kan leve og hvilke udviklingsmuligheder vi har.

Ferskvandets kredsløb og opholdstider

Den udnyttelige ferskvandsressource udgør gan-ske vist kun en beskeden del af vandet på Jorden, men udmærker sig til gengæld ved hele tiden at blive fornyet. Ferskvandsressourcen har ikke en fast størrelse, idet den afhænger af en balance mellem tilført vand fra nedbør og mistet vand til fordampning og afstrømning via vandløb eller grundvand. Men den lokale ferskvandsressources størrelse afhænger ikke kun af balancen mel-lem til- og afløb, men også af hvor meget vand der kan opmagasineres mellem nedbørsområdet og udløbet. I lavlandsområder med overskud af nedbør, som Danmark, siver en betydelig del af nedbøren ned i den porøse jord og bliver til det grundvand, som fylder al porøsiteten i en vis dybde. Grundvandet strømmer ganske langsomt og opholder sig derfor længe i jorden. Sandlag, der er mættede med grundvand, indeholder ca. 20 % vand. Dette grundvand er vores største

drikkevandsressource, som vi supplerer med lidt ferskvand fra vandløb og søer. I bjergområder, hvor nedbøren altovervejende strømmer gennem vandløb og i søer, uden at der foregår en opma-gasineret i form af grundvand, er opholdstiden mellem nedbørssted og udløb kort og vandres-sourcen mindre. Et vandmolekyles alder kan ikke bestemmes, men en vandmængdes alder kan fastlægges i forhold til det tidspunkt, hvor den når ned til grundvandet. Man benytter derfor begrebet "vandets opholdstid" frem for dets al-der, fordi opholdstiden kan beregnes. I stedet for at sige, hvor gammelt grundvandet er, beregner man altså den tid, grundvandet er undervejs, fra det dannes til det dræner ud af grundvandsma-gasinet igen. Grundvandets opholdstid er ofte mellem 10 og 1000 år. I havet kan vandets opholdstid, afhængig af havstrømmene, være op til flere millioner år. I iskapper og gletsjere kan det frosne vand være flere hundrede tusinder år gammelt. Denne is udmærker sig ved at beholde en lagdeling, som stammer fra den sne, som den er dannet af. Ved at tælle lagene kan man finde både isens absolutte alder og hvor længe tilstan-den som is har været.

Klimaændringers påvirkning af vandressourcen

Klimatiske ændringer har stor indflydelse på Jordens vandressource, selv om den samlede vandmængde på Jorden er næsten konstant. Det er især et samspil mellem ændringer i temperatur og nedbør, der påvirker vandressourcen. Stigende temperatur kan få en del af det ferskvand, som ellers er bundet i de polare iskapper og i Grønlands indlandsis, til at smelte, således at vandstanden i verdenshavene stiger. Med stigende vandstand i havet vil kystlinjen blive rykket længere ind i landet, og det niveau hvor det ferske vand strømmer ud i havet vil blive højere.

Dette betyder, at den udnyttelige ferskvandsressource bliver mindre. Blandt andre uheldige følger virkninger vil der være fare for, at kloakledninger kan komme til at ligge under grundvandsspejlet, så de ikke længere dræner naturligt. Med temperaturændringer følger også ændringer i fordelingen af nedbør. Aktuelt forventes det, at der vil komme endnu mindre nedbør i de egne, hvor der allerede er vandmangel. Der er udbredt ørkendannelse i Middelhavsområdet, og Saharas areal øges hvert år. I de tempererede egne (fx Danmark) synes nedbøren omvendt at blive mere rigelig, hvilket kan betyde, at de vandlidende arealer bliver større. De seneste års voldsomme skybrud, der har medført oversvømmelser mange steder i Danmark, kan således tages som et varsel om den fremtidige situation.

Arealanvendelsen er overalt i verden optimeret til nutidens klimatiske situation. Dersom de klimatiske ændringer fremover sker meget hurtigere end hidtil, må der nødvendigvis skulle foretages store administrative og tekniske tilpasninger, med omlægning af vandindvindings-, dræn- og kloakanlæg, afgrødevalg og sygdomsbekæmpelse, og – ikke mindst – folkeflytninger fra tørre og oversvømmede områder. Uheldigvis er befolkningstætheden verden over netop størst i de lavtliggende og kystnære områder.

Danmarks vandressourcer

På trods af Danmarks begrænsede størrelse er der store regionale forskelle på vandbalancen. Nedbøren er størst i den vestlige del af landet og mindre mod øst. Samtidig er den overfladenære

Udnyttelsesgraden af grundvandet er størst i hovedstadsområdet og mindst i Vestjylland, hvilket er omvendt i forhold til ressourcens størrelse.

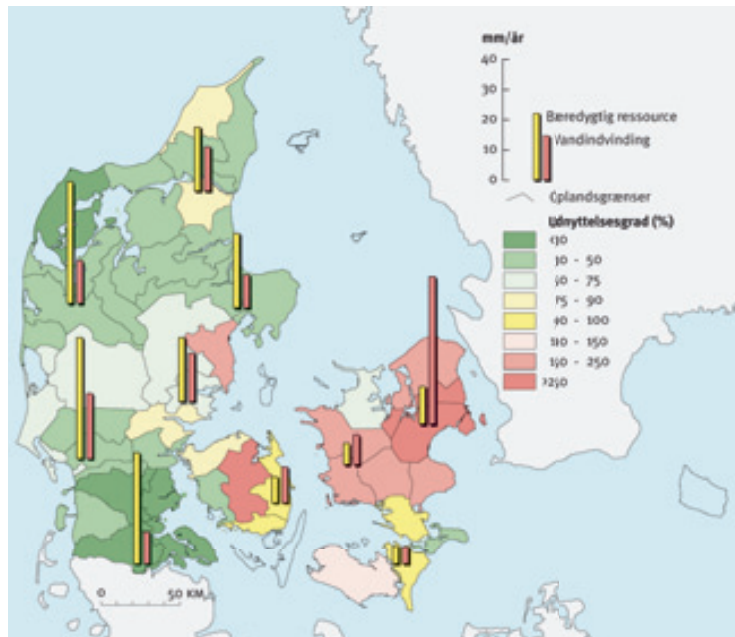


ILLUSTRATION: KRISTIAN A. RASMUSSEN, GEUS

jord mere sandpræget i vest end i øst. Samlet betyder de to faktorer, at der er betydelig mere vand til rådighed til grundvandsdannelse og vandløb i Vestdanmark end i Østdanmark. Grundvandsdannelsen er imidlertid så tilstrækkelig stor, at den danner basis for vandforsyningen i hele Danmark, hvor 99 % af alt drikkevand hentes fra grundvandet. Det samlede vandforbrug i Danmark er faldet siden starten af 1980'erne i takt med indførelsen af vandafgifter og vandmålere. Vi oppumper ca. 700 mio. m³ grundvand om året, hvoraf ca. 400 mio. m³ bruges af husholdninger og industri, ca. 200 mio. m³ går til vanding af landbrugs- og gartneriafgrøder, mens den resterende del bruges af store virksomheder med egen vandindvinding. I dele af Danmark oppumpes der mere grundvand end der dannes. Dvs. en tilstand hvor vandløb, vådområder og søer påvirkes af grundvandsindvindingen. Specielt omkring København udnyttes vandressourcerne kraftigt, men også omkring de store provinsbyer, og i områder med stort markvandingsbehov overudnyttes grundvandet. Konsekvensen af denne overudnyttelse kan bl.a. være, at vandføringen om sommeren bliver for lille til at opretholde vandløbenes naturlige plante- og dyresamfund. Drikkevandsforsyningen har igennem de seneste 50 år været under en stigende påvirkning fra forurening. Intensiv landbrugsproduktion har givet anledning til nitrat- og pesticidforurening, og også punktkilder såsom benzinstationer, renserier og lossepladser har ført til problematiske forureninger af grundvandet. Det har derfor været nødvendigt at lukke en del af de kildepladser, hvor grundvandet produceres, fordi grænseværdien for et eller flere stoffer har været overskredet. Strategien inden for det sidste årti har derfor været at hente grundvandet op fra større dybde, hvor forureningen endnu ikke er nået ned, eller hvor den er nedbrudt inden den når så langt. Man forsøger også at beskytte de arealer på jordoverfladen, hvorfra vandet i indvindingsboringerne stammer. De klimaændringer, der forventes at påvirke det

hydrologiske system i fremtiden, vil indvirke på Danmarks vandressourcer. Det forventes således, at det hydrologiske system bliver mere ekstremt med våde vintre og tørre somre.

Dette vil resultere i, at grundvandsstanden vil stige i områder med sandede jorde, hvor den rigelige vinternefbør kan infiltrere jorden, mens grundvandsstanden vil falde svagt i områder med lerede jorde. Det forventes også, at der om sommeren vil ske en udtørring af de øvre jordlag, sådan som det allerede kendes fra de sydlige dele af Europa. Det må således forventes, at klimaændringerne får stor betydning både for fremtidens landbrug og vandforsyningen i Danmark.



FOTO: COLOURBOX

Danmark i de seneste 35.000 år

Istidslandskabet og naturens udvikling

Af: Michael Houmark-Nielsen, lektor, Statens Naturhistoriske Museum, Johannes Krüger, professor, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning og Kurt Henrik Kjær, professor, Statens Naturhistoriske Museum

Istider og mellemistider har efterfulgt hinanden gennem kvartærtiden, der omfatter de seneste 2,5 millioner år af Jordens historie. Under istiderne har strømmende gletschere fra Norge, Sverige og Østersøen i samspil med smeltevand og ændringer af havspejlet modelleret en mosaik af bølget-bakkede landskaber og milevide sletter. Det er blevet til Danmark. Under istiderne har Danmark kun i kortvarige perioder været dækket af det Skandinaviske Is-skjold, mens landet i lange tidsrum været isfrit og ligget hen som en træløs tundra og buskhede med et dyre- og planteliv tilpasset kolde forhold. Jorden var i perioder frosset til stor dybde, men om sommeren tøede det øverste jordlag op og førte til omfattende jordflydning, som nedbrød og udglattede istidslandskabet. Farvandene omkring Danmark var kolde med drivende isbjerge. Det er isskjoldets vækst og afsmeltning under den sene del af sidste istid for 30.000 – 15.000 år siden, der har formet størstedelen af det danske istidslandskab.

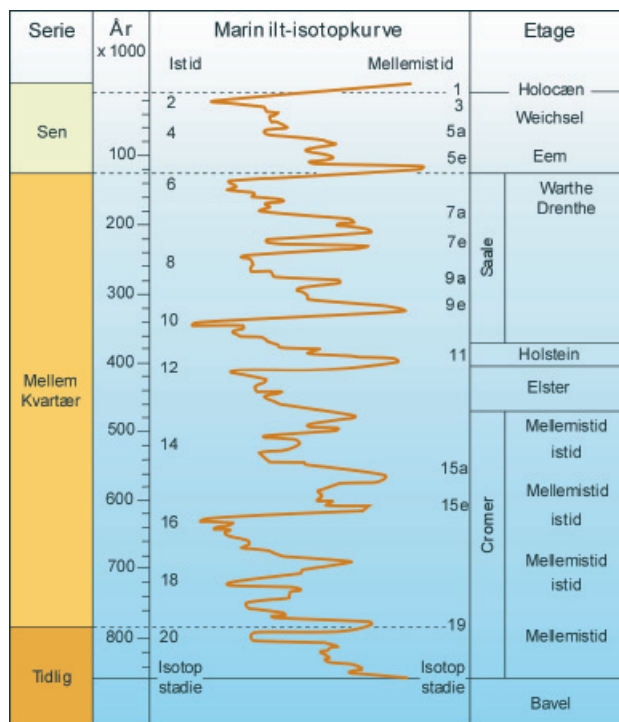


Kloden som dybfryser

Gennem Jordens historie har klimaet været under stadig forandring. Nogle klimasvingninger sker over millioner af år, mens andre sker over nogle tusinder af år og andre igen over årtier. Disse naturlige klimavariationer har i meget høj grad præget landskabets og naturens udvikling i Danmark. Flere gange i Jordens historie har der været frysehusperioder, hvor klimaet var så koldt, at store dele af kloden var dækket af enorme gletschere. Inden for den sidste milliard år har der været fire af sådanne markante frysehusperioder. Disse kolde perioder blev afløst af drivhusperioder, hvor klimaet var så varmt, at der slet ikke fandtes gletschere. Nu befinder vi os i Kvartærtiden, der er den yngste frysehusperiode (se side 112, Klima – processer og sammenhænge, Fig 1).

I Kvartærtiden har klimaet vekslet mellem kolde istider og varme mellemistider. Under istiderne har mægtige isskjolde kortvarigt kunne dække op til 30 % af Jordens landareal. I Nordeuropa har Det Skandinaviske Isskjold bredt sig fra den norsk-svenske fjeldkæde ud i Østersølavningen og ind over det nordeuropæiske lavland mens iskanten har kalvet isbjerger langs den norske Atlanterhavskyst. I takt med alle isskjoldenes vækst sank vandstanden i verdenshavene mere end 120 meter i forhold til nutidens havniveau, så Danmark var landfast med England. Kattegat og det nordlige Øresundsområde var forbundet med Atlanterhavet gennem en dyb og arktisk fjord i Norske Rende. Uden for isen lå landskabet hen som et koldt og forblæst tundralandskab præget af jordflydning og med hårdføre planter og kuldetilpassede dyr. Sommertemperaturen kunne nå den, der i dag kendetegner det nordligste Skandinavien eller Island. Under istiderne indtraf også mildere perioder, hvor isskjoldet smeltede tilbage til det skandinaviske højland og en åben skov eller dværgbuskhede bredte sig.

Under istiderne har mægtige isskjolde som Múlajökull, en sydøstlig udløbsgletscher i det centrale Island, kunnet dække op til 30 % af Jordens landareal.



Figur 1 Kvartærtiden strækker sig fra ca. 2,6 millioner år siden til i dag. Det antages at Det Skandinaviske Isskjold først nåede Danmark i Mellem Kvartær under den sene del af Cromer etagen. Den marine iltisotopkurve viser svingninger i klimaet de sidste ca. 850.000 år. Spor efter en stadig vekslen mellem istider med arktisk klima (isotopstadier med lige numre) og mellemistider med klima svarende til nutidens (isotopstadier med ulige numre) er bevaret i havbundens sedimenter (se kapitlet: Klima – processer og sammenhænge, Fig. 3c). Lagfølgerne fra landområderne er langt mere ukomplette end havbundens. Det skyldes først og fremmest, at aflejringer på land er sårbare over for bortfjernelse ved erosion. Derfor mangler der ofte vidnesbyrd om udviklingen i lange tidsrum. Det er først fra og med de seneste ca. 150.000 år, at lagfølgerne bliver så velbevarede, at der kan skabes et nogenlunde samlet billede af de geologiske hændelsesforløb op mod vor moderne varmetid, Holocæn.

Istiderne former Danmark

I løbet af Kvartærtiden har der været mange istider og mellemistider, i alt 103 inden for de seneste ca. 2,6 millioner år. I Danmark har man kun sikre fund i form af gletscheraflejringer fra de sidste tre istider (Fig. 1). I de tidlige istider har det danske område sandsynligvis været isfrit og ligget hen som et tundra- og steppelandskab. Aflejringer fra den tredjesidste istid, Elster, er kun fundet på Fyn og i Jylland. Derimod danner aflejringer fra næstsidste istid, Saale, i dag landoverfladen i dele af Vestjylland, nemlig på de såkaldte bakkeøer. I den øvrige del af Danmark dækkes Saale istidens aflejringer af yngre sedimenter fra sidste istid, Weichsel.

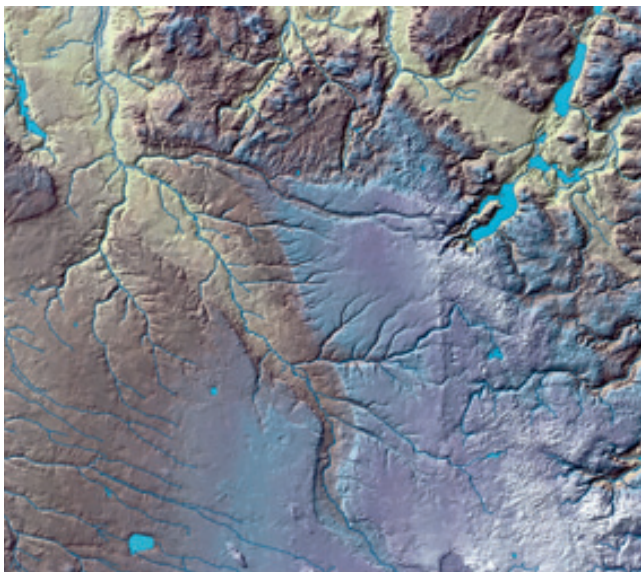
Selvom nøjagtigheden i datering og detaljeringsgraden aftager med sedimentets alder, kan man i dag sammenstille de mange indsamlede data til en serie af kort, der i store træk viser palæogeografi og natur helt tilbage til for 150.000 år siden. Det er dog kun naturens udvikling de seneste 35.000 år frem til afslutningen af sidste istid (Sen Weichsel: Iltisotop stadie 3-2), der er redegjort for her.

Vores viden om de skiftende miljøer under istider og mellemistider i Danmark bygger på mange års undersøgelser, hvor landskabet skilles ad lag for lag. Derved nærmer forskerne sig svar på en lang række vigtige spørgsmål som f. eks. hvilke klimatiske forhold, der herskede gennem sidste istid, hvilken flora og fauna var den fremherskende, hvornår invaderede is skjoldet Danmark, hvor kom gletscherne fra, og hvilke isfremstød, der har bidraget til udformningen af det landskab, vi ser i dag?

Det store billede

Miljøet under istiderne har været foranderligt og dynamisk, og istidslandskabet er særdeles komplekst opbygget. Miljøforandringerne er drevet af klimasvingninger, der stort set styres af den nordatlantiske havstrøms styrke og af ændringer i solindstrålingen som følge af periodiske svingninger i jordens rotation. Klimaet styrer vindsystemerne samt hvor, hvor meget og hvornår nedbøren bliver liggende som sne året rundt. Dette bestemmer også mængden af gletscheris, der dannes i Skandinavien. Gletschernes vækst og afsmeltning medfører svingninger i det globale havniveau, men påvirker også havspejlets højde i de nedisede områder. Is skjoldenes størrelse og udbredelse er også betinget af deres egen indre dynamik. Især hurtige isstrømme har kunnet kanalisere store mængder is ud mod randområderne, hvor gletschere har kunnet brede sig både på land og i havet. Derfor har det danske område oplevet, at talrige isfremstød fra forskellige egne af Skandinavien er kommet og gået under den sene del af Kvartærtiden.

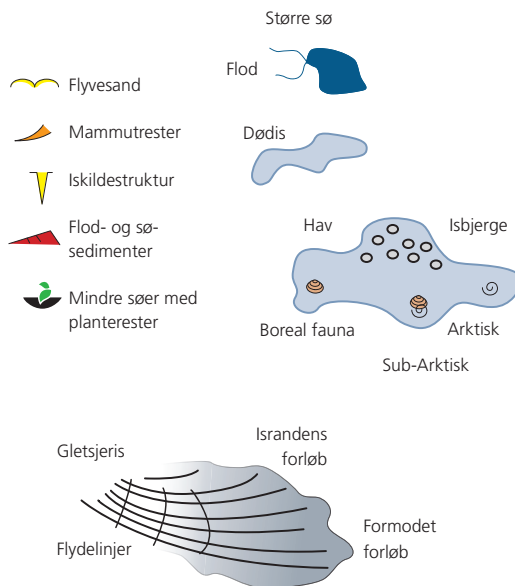
De mange gletscherfremstød har efterladt et istidslandskab, der består af en mosaik af gamle og unge landskabstræk. Dette betyder, at simple forklaringer ikke rækker til at beskrive et sammensat landskab som det danske, der er opstået gennem et kompliceret og langvarigt hændelsesforløb. Vi har set, at en kobling mellem studier af lagfølger og strukturer i landskabernes indmad og analyser af generationer af mere eller mindre overprægede landskabsformer har medført afgørende kvartærgeologiske landvindinger. Med støtte af moderne dateringsmetoder, studier af processer ved nutidens gletschere og brug af digitaliserede terrænmodeller er denne sammenfletning mellem istidsgeologi og naturgeografi en frugtbar vej til at trænge endnu dybere ned i forståelsen af Kvartærtiden.



Figur 2 Højdemodel, signaturforklaring og lokalitetskort.
Illustrationer: Michael Houmark-Nielsen og Kurt Henrik Kjær,
Statens Naturhistoriske Museum.

Venstre: Digital Højde Model (DEM) henover Hovedopholdslinjen i det centrale Jylland (rektangel på lokalitetskort). Hovedopholdslinjen kaldes også for den Ussingske linje efter N.V. Ussing, som var den første, der beskrev denne landskabsgrænse i 1907. Traditionelt menes Hovedopholdslinjen at angive den maksimale udbredelse af det Skandinaviske Iskjold under den sidste istid – Weichsel, men nyere undersøgelser viser, at gletschere i midten af sidste istid nåede længere mod vest i det sydlige Jylland. Øst og nord for Hovedopholdslinjen er landskabet "ungt" og reliefrikt, mens det kendetegnes af flade smeltevandsletter og udjævnede bakker vest og syd for Hovedopholdslinjen. Copyright: KMS G18-97. Højre: Lokalitetskort og signaturforklaring til geografiske rekonstruktioner.

Signaturforklaring



Sidste istid – Weichsel

Efter den varme Eem mellemistid, der gik forud for for nuværende varmeperiode, kom kulden igen og varslede en ny istid, Weichsel istiden, der begyndte for godt 115.000 år siden og sluttede for 11.700 år siden (Fig. 1). I løbet af få tusinde år trængte kulden

skoven og mellemistidens dyreverden mod syd, og havet afkølede og blev efterhånden til et ishav med arktiske forhold. I tidlig Weichsel lå store dele af Sydsandinavien med Danmark samt Nordsøen hen som en del af den nordeuropæiske tundrasteppes med en sparsom vegetation af hårdføre urter og

lave buske af dværgbirk og pil. På steppen levede mammutter sammen med andre dyr som uldhåret næsehorn, kæmpehjort, steppebison, rensdyr og moskusokse. I tundralandskabet var jorden frosset til mange meters dybde året rundt, og kun om sommeren nåede de øverste dele af jorden at tø op. Den optøede jord flød mod lavere liggende områder og udglattede det tidligere reliefrige istidslandskab fra Saale, og Eem tidens fjorde, søer og sumpede lavninger blev efterhånden opfyldt af flydejord. Havniveauet faldt mere end 125 meter i løbet af Mellem Weichsel, men Skagerrak, det nordlige Jylland og Kattegat var stadig en del af den lange og smalle fjord, der via Norske Rende var forbundet med Atlanterhavet. At havet kunne trænge ind i de forholdsvis lavvandede danske farvande skyldtes isskjoldet i Norge og Sydsverige, som med sin vægt pressede de foran liggende områder ned. Indsynkningen langs isranden var så stor, at den oversteg det verdensomspændende havniveauafald, som var forårsaget af de store isskjoldes vækst.

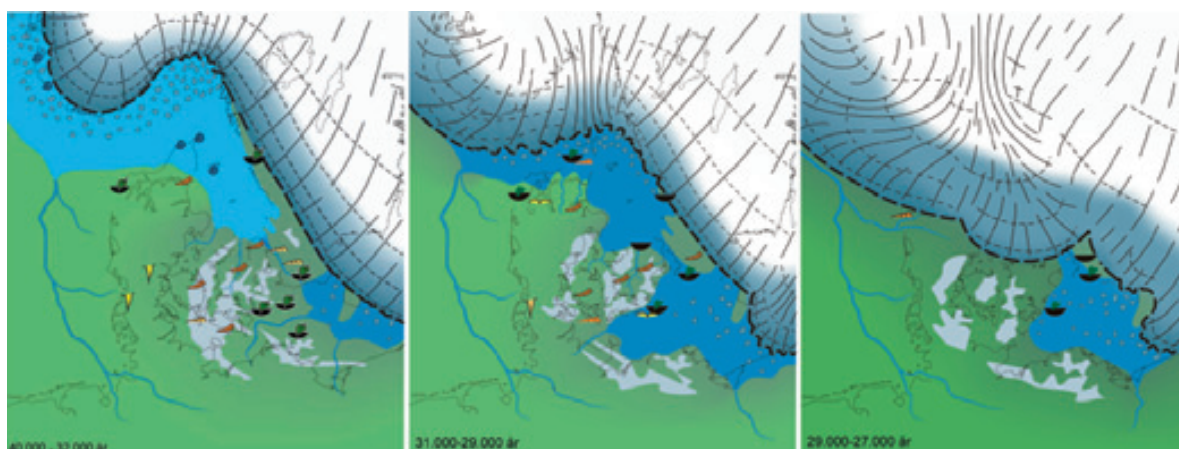
Optakten til de store nedisninger

Bortset fra en kort periode i midten af sidste istid havde Danmark stort set undgået at blive dækket

af isskjoldet, mens klimaet gennem hele Weichsel langsomt var blevet koldere (Fig. 1). Efter en længere periode for 50.000 til knapt 30.000 år siden, hvor klimaet var forholdsvis mildt, begyndte isskjoldet atter at vokse. Rester af plantevæksten på Sejerø og Møn var præget af urter med spredte forekomster af polarpil og dværgbirk. I Skagerrak og Kattegat fandtes et ishav, som til tider strakte sig ind over Nordsjælland (Fig. 3 venstre). Det Skandinaviske Isskjolds gletschere kalvede i Norske Rende, og afvandning fra en større sø i Østersølavningen foregik gennem en dal i Øresundsområdet. I slutningen af denne milde periode var tundra med dværgbuskhede blevet almindelig i store dele af Danmark. Flere steder i landet er der fundet flyvesand og jordoverflader med vindslebne sten og permafroststrukturer. Et stort antal mammuttænder og andre megafauna rester er dateret til denne periode.

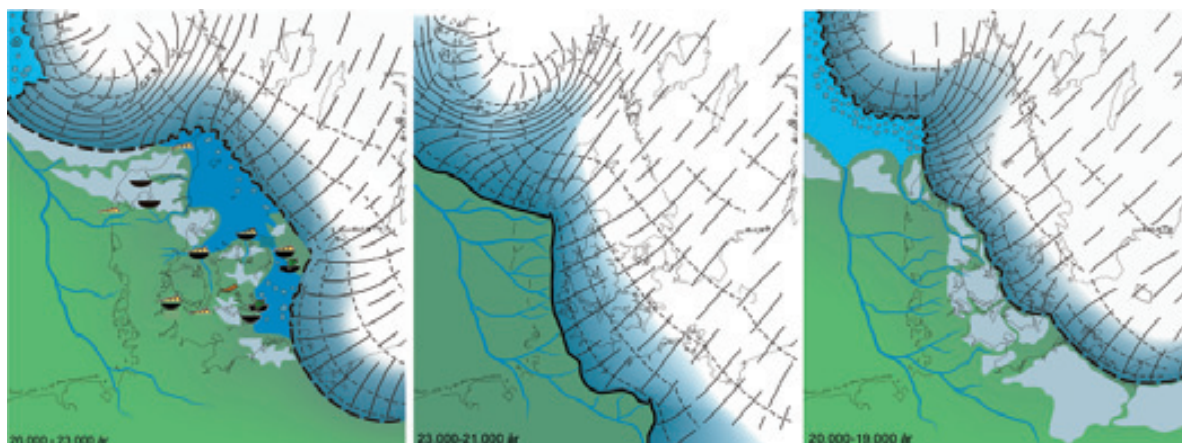
Sen Weichsel

Sen Weichsel var den koldeste del af sidste istid, og Det Skandinaviske Isskjold nåede sin største udbredelse under tre større isfremstød. Først et fremstød fra Sydnorge gennem Kattegat, dernæst Hovedfremstødet fra det mellemste Sverige og endelig de



ILLUSTRATIONER: MICHAEL HOUMARK-NIELSEN OG KURT HENRIK KJÆR, STATENS NATURHISTORISKE MUSEUM.

Figur 3 Rekonstruktion af naturens udvikling i det danske område for omtrent 40.000 til 32.000 år siden (Ældre Ishavstid), 31.000 til 29.000 år siden (Ældre Kattegat Issø) og 29.000 til 27.000 år siden (Kattegat Isstrømmen).



Figur 4 Rekonstruktion af naturens udvikling i det danske område for omtrent 26.000 til 23.000 siden (Yngre Kattegat Isssø), 23.000 til 21.000 år siden (Hovedfremstødet) og 21.000 til 19.000 år siden (Storebælt-Møn genfremstød).

Ungbaltiske fremstød, der nåede til Danmark fra sydøst gennem Østersølavningen. Disse nedisninger har formet hovedtrækkene i det østdanske istids-landskab.

Kattegat Isøen og Kattegat Isstrømmen

Den arktiske havbugt i Skagerrak og Kattegat havde eksisteret gennem det meste af Weichsel. Men for 30.000 år siden begyndte Det Skandinaviske Iskjold at vokse ud over de sydnorske kystegne, og det inderste af bugten blev afsnøret fra Nordatlanten, så der opstod en isdæmet sø, Kattegat Isøen, der stod i forbindelse med Østersøen gennem et sund over Skåne og Sjælland (Fig. 3 midt).

For 29.000 år siden skød en isstrøm fra Sydnorge ud i Kattegat Isøen og videre ind over det nordlige Danmark (Fig 3 højre). Moræne-aflejringer fra dette isfremstød indeholder sten fra Oslo-området. Den store hastighed, hvormed isen bredte sig mod syd, var bestemt af udbredelsen af Kattegatissøens vandmættede muddersedimenter, som isen kunne glide på. Da Kattegat var blevet opfyldt af glet-

schers, strømmede isen herefter gennem Norske Rende mod Atlanterhavet. Det sydlige Danmark forblev isfrit og lå hen som tundra med dværgbirk, pil, rypelyng og ene. De første fund af lemming i Danmark er fra denne tid og stammer fra Møn. Isstrømmen smeltede bort fra det nordlige Danmark for omkring 27.000 år siden.

Weichsel-istidens hovedfremstød

Perioden fra 27.000 til 23.000 år før nu var præget af opbrud af isstrømmen syd for Norge, den Nordatlantiske havstrøm var igen blevet mere aktiv og havet trængte dybt ind i Norske Rende. En armada af isbjerge drev ud i Atlanterhavet samtidig med, at en flydende gletscher formodentlig udvikledes i de indre dele af Skagerrak. Sammenbrudet kan skyldes, at isens egen nedpresning af underlaget medførte en lokal havstigning, som var tilstrækkelig stor til at løfte isstrømmen fra havbunden. Afsmeltningen betød, at Kattegat Isøen atter kom til at dække det meste af sit tidligere område. På land lå store dødmasser tilbage, og i floder og søer aflejredes sedimenter med rester af et arktisk plante- og dyreliv (Fig 4 venstre).

Under Hovedfremstødet trængte Det Skandinaviske Iskjold fra Sverige massivt ind over Danmark flankeret af en isstrøm gennem Norske Rende og af en baltisk gletscher på vej ind over det nordtysk-polske lavland. Hovedfremstødet sendte over en bred front en langsomt flydende del af iskjoldet fra nordøst frem til Hovedstilsandslinjen (Fig.4 midt). Det har undret mange istidsforskere, at Hovedstilsandslinjen danner en næsten ret vinkel sydvest for Viborg. Israndens vinkelform kan skyldes, at isstrømmen gennem Norske Rende har været så effektiv, at Midtjylland ikke fik tilført tilstrækkelige mængder is til, at isranden kunne opnå et mere naturligt, udrettet forløb. Desuden synes de to "grene" af Hovedstilsandslinjen at være dannet til forskellig tid med den øst-vestgående del som den ældste (Fig. 2).

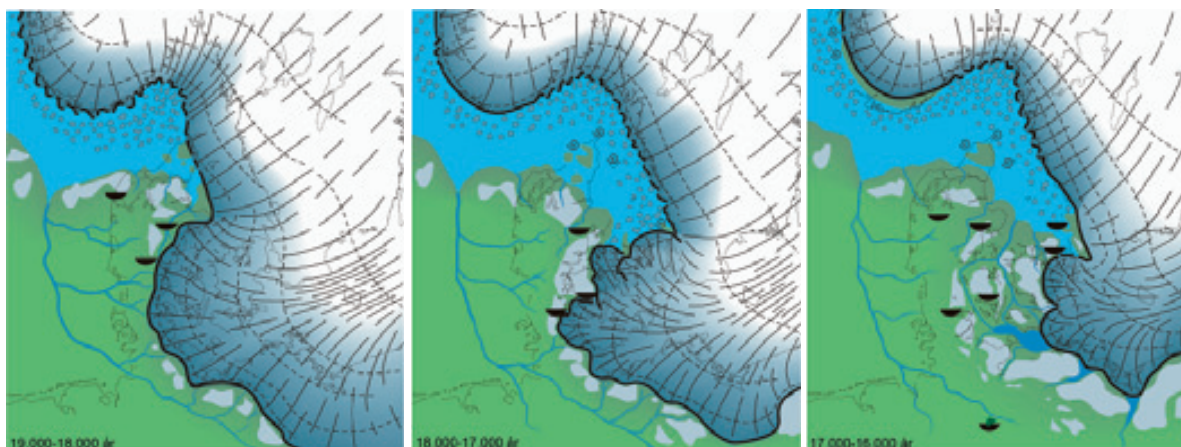
Hovedstilsandslinjen skærer den jyske vestkyst ved Bovbjerg, hvorfra den kan følges videre ud i Nordsøen. Fra Sønderjylland kan israndens position knyttes sammen med Weichsel isens maksimale udbredelse i Nordtyskland og Polen. Hedesletterne fik størstedelen af deres sand og grus tilført gennem de nord- og østjyske tunneldale, hvor smeltevand i og under iskjoldet søgte ud mod isranden.

Isens generelle tilbagesmeltning, der begyndte for ca. 21.000 år siden, blev afbrudt af flere genfremstød, der efterlod store NV-SØ-gående randmorænestrøg gennem landet, og bag disse moræner findes strømledede landskaber skabt i isens flyderetning (Fig.4 højre). På grund af et stigende globalt havniveau og lokal nedpresning af de isdæk-



FOTO: M. HOUJMARK-NIELSEN, STATENS NATURHISTORISKE MUSEUM.

Figur 5 Lagfølgen i klinten ved Tøvelde i Hjelmsø Bugt, vestlige Møn. Sø- og flodsedimenter af sand og mudder afsat for ca. 30.000 år siden overlejres af moræneaflejringer (till) fra Hovedfremstødet og den Ungbaltiske Nedisning, der er adskilt fra hinanden af mørke og mudrede søsedimenter.



Figur 6 Rekonstruktion af naturens udvikling i det danske område for omtrent 19.000 til 18.000 år siden (Østjyske Fremstød), 18.000 til 17.000 år siden (Bælthav Fremstød) og 17.000 til 16.000 år siden (Møn-Øresund Fremstød).

kede områder søsattes de dele af Det Skandinaviske Is skjold, der lå på shelfen vest og syd for Norge for omkring 19.000 år siden. Isstrømmen i Norske Rende brød igen sammen og Skagerrak blev tømt for gletscheris. Den Nordatlantiske havstrøm var blevet mere aktiv, og mens Nordøstisen smeltede tilbage, trængte et arktisk hav ind over dele af Vendsyssel. Mange steder efterlod den vigende isrand brede bæltter af dødis, hvis landskabsformer er særligt tydelige på det centrale Fyn.

Den Ungbaltiske Nedisning

Mens ishavet trængte ind over Vendsyssel og ned i Kattegat, havde isskjoldet i Østersøen mistet sit greb i underlaget, og en baltisk isstrøm flød fra øst ind over Danmark for knap 19.000 år siden (Fig. 6 venstre). Isen nåede frem til den Østjyske Israndslinje, og i den østlige del af landet afsattes till med et karakteristisk indhold af sten og blokke fra Skåne og Østersøens bund. Denne isstrøm gik efterhånden i stå og samtidig skete afstrømning til Kattegat, dels ved kalvning, dels gennem store smeltevandsfloder i Gudenå-dalen.

En fornyet udstrømning af isskjoldet i Østersøen, Bælthav Isstrømmen, skød sig ind over det østlige Danmark for mellem 17.000 og 18.000 år siden (Fig. 6 midt). Isstrømmen skabte bueformede israndsdannelser, der især er tydelige i Storebælt og i Nordvestsjælland, fx Odsherred-buerne (Fig. 7). Endnu yngre istunger skød sig vej gennem den sydlige del af landet, hvor der dannedes strømlinjede bundmorænelandskaber og bueformede randmoræner, der især er tydelige i Storebæltsområdet.

Høje Møn blev dannet af den yngste isstrøm over Danmark for 17.000 til 16.000 år siden. Langs isens rand opstod større isdæmmede søer og under afsmeltningen dannedes flodsletter og større systemer af smeltevandsdale på Fyn og Sjælland (Fig. 6 højre).



Figur 7 Udsigt fra Esterhøj, den centrale del af Odsherred Buerne. Foran randmorænen ligger smeltevandssletten, der i dag er overskyttet af Sejerøbugten og af Stenalderhavets skovbevoksede aflejringer. I det fjerne skimtes de ældre randmoræner i Odsherred.

Senglacial tid

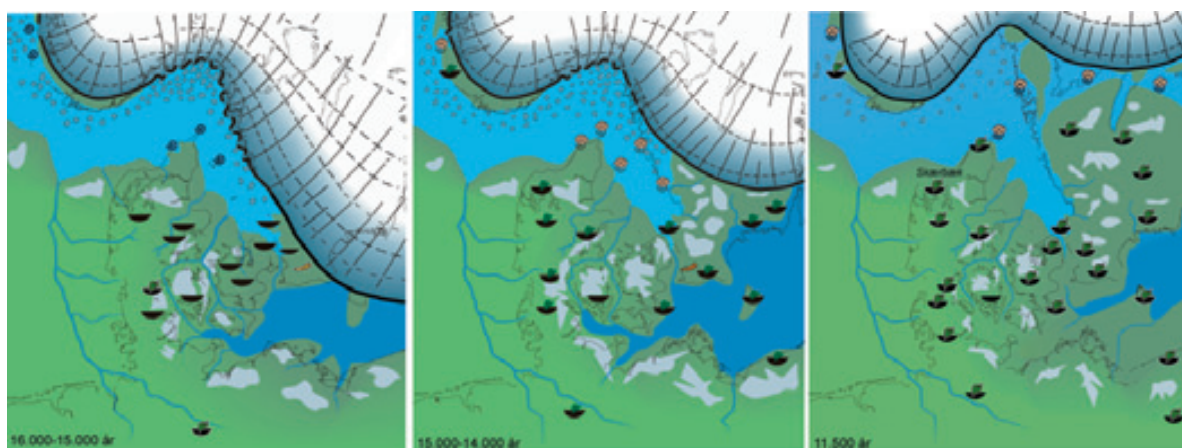
Store mængder ungbaltisk is overgik til dødis og sammen med efterladt dødis fra Hovedfremstødet begyndte den nedsmeltning, der førte til dannelsen af de mange bakkede dødislandskaber i Østdanmark. Under afsmeltningen trængte havet langt ind i Øresund, og her levede polartorsk og ringsæl og isbjørn (Fig. 8 venstre). For 16.000-15.000 år siden bredte urter og dværgbuske sig atter på land og tiltrak flokke af rendyr – og også mennesket indvandrede. De ældste spor af rendyrjægere i Danmark er hen ved 15.000 år gamle.

I den sydvestligste del af Østersøen opstod forstadierne til den Baltiske Issø. Samtidig medførte landhævningen faldende vandstand i de dele af havet, der var længst væk fra den aktive isrand. Isskjoldets afsmeltning og den deraf følgende landhævning betød, at de tidligere marine flader i Vendsyssel efterhånden blev tørlagt. Foran den vigende isrand voksede den Baltiske Issø i størrelse (Fig. 8 midt). Efterhånden som dødisen smeltede, fik den arktiske vegetation stadig bedre fodfæste og for 14.000 år siden begyndte den åbne birkeskov at indvandre til Danmark ved overgangen til den milde Allerød tid. Inden begyndelsen af vores nuværende varmetid for 11.700 år siden indtraf en kuldeperiode i Yngre

Dryas hvor klimaet vendte tilbage til istidslignende forhold og den åbne skov forsvandt. Ved overgangen til Holocæn havde isskjoldet forladt de vestnorske kystegne og en åbning gennem de svenske søer betød, at ishavet for ca. 11.500 år siden kortvarigt trængte ind i Østersøen (Fig. 8 højre).

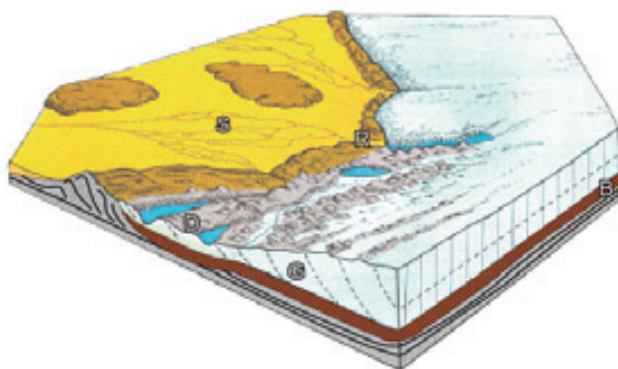
Tolkning af istidslandskabet

Nogle landskabsformer dannes langs isranden, hvor gletscheren, når den rykker frem, slæber og skubber materiale sammen i en voldformet randmoræne. Andre landskabsformer dannes foran gletscheren, hvor smeltevandssfloder fra isen aflejrer sand og grus i vidtstrakte flodsletter. Der dannes også landskabsformer under gletscheren, hvor isen og smeltevandet former underlaget til et jævnt bundmorænelandskab med tunneldale og åsbakker. Endelig vil smeltning af dødis og omlejring af materiale efterlade et grubet og småbakket dødislandskab. Det samlede landskabskompleks – bestående af en randmoræne med smeltevandssletten foran og bundmorænen eller dødismorænen bagved – kaldes en glacial landskabsserie eller blot en glacial serie (Fig. 9). Odsherredbuerne i Nordvestsjælland er et af de smukkeste eksempler på en glacial serie i Danmark (Fig. 7). Denne landskabsserie er knyttet til et gletscherfremstød, stilstand og efterfølgende tilbagesmeltning af isen.



Figur 8 Rekonstruktion af naturens udvikling i det danske område for omtrent 16.000 til 15.000 år siden (Halland-Bornholm stadiet), 15.000 til 14.000 år siden (Göteborg stadiet) og for ca. 11.500 år siden (Yngre Dryas - Holocæn).

Men så simpelt er størstedelen af det danske istidslandskab slet ikke opbygget. Det skyldes, at der – som tidligere nævnt – har været flere istider, og i hver istid har der ydermere været flere isfremstød, der ofte nåede Danmark fra forskellige retninger. Gletsjerne har enten bevæget sig som smalle og hurtigt flydende isstrømme eller i form af langsomt flydende ismasser, der invaderede landet over en bred front. Når isen gled hen over et område, brød den nogle steder det eksisterende landskab i stykker og pressede jordmasserne op som bakker. Andre steder gled isen blot hen over landskabet uden at ødelægge det nævneværdigt. Hvert isfremstød efterlod et nyt lag af aflejringer oven på de eksisterende. Mange af istidens landskabsformer, heriblandt nogle af de store opragende bakkedrag, er som regel ikke kun dannet i forbindelse med det yngste isfremstød i området. De stammer fra ældre gletscherfremstød i sidste istid eller endog fra næstsidste istid og har overlevet gentagne isoverskridelser. Sådanne forhold gør det ofte til en stor udfordring at forklare istidslandskabernes dannelse.



Figur 9 I et typisk istidslandskab findes landskabsformer dannet 1: Foran isen, hvor smeltevandet former flodsletten og ældre istidslandskaber foran isen udglattes af jordflydning (S), 2: Langs iskanten, hvor randmoræne dannes ved opskubning af forlandet og aflejring fra selve isen (R), 3: bag randen, hvor bundmoræne bestående af till (moræner) afsættes ved basis af den flydende gletsjer (B) eller 4: oven på en ismasse, der er gået i stå og ligger tilbage som død is, aflejres mudder og sand i floder og søer (D). Udgangsmaterialet for gletscherens sedimenter er de lag af medslæbt materiale der ligger i isen (G).

En model for istidslandskabets dannelse

Gennem fem snit kan man "overvære" landskabsudviklingen et sted i Danmark, fx. langs et snit på tværs af Sønderjylland. (Fig. 10).

Profil A viser et Ø-V snit gennem et landskab under den sidste mellemistid. Mod vest består landskabet af en randmoræne opbygget af sammenskubbede flager af Prækvartære og Kvartære lag. Foran randmorænen ligger den tilhørende smeltevandsslette og bagved ses et småbakket dødismorænelandskab med lavninger med moser og søer. Længere mod øst afløses dødismorænen af en jævn moræneflade, som isen har afsat jævnt oven på en tidligere smeltevandsslette. Så følger en fjord, hvori der er aflejret marine sedimenter. Videre mod øst følger et bølget bundmorænelandskab med en sø samt en randmoræne, skabt i forbindelse med et af isens genfremstød.

Profil B viser en situation under sidste istid. Isen, der er skredet hen over den østlige del af landskabet, har udglattet det gamle landskab, og fjernet toppen af randmorænen i øst. Jordmasserne har isen presset op som en ny randmoræne centralt i det viste snit. Flere steder gennem sættes isen af overskydninger, hvor materiale fragtes op til gletscheroverfladen. Dæklaget af materiale på isen beskytter igen mod solens stråler, så der dannes dødis, når isen senere begynder at smelte bort. De højeste partier af det ældre morænelandskab, bl.a. randmorænen, ligger hen som et tundralandskab præget af jordflydning, hvor optøede jordlag flyder ned i lavninger og dækker tidligere moser.

Profil C viser den følgende situation, hvor isen er smeltet så langt tilbage, at det pågældende område er blevet isfrit eller fri for "aktiv" is. Isen har aflejret bundtill, der indeholder flager af marine sedimenter fra den tidligere fjord. Under isens afsmeltning er

der efterladt store mængder dødis. Mellem dødisen og den opragende, noget udglattede randmoræne fra næstsidste istid har smeltevandet skabt en smeltevandsslette.

I Profil D oplever man et efterfølgende genfremstød af isen. Den ældre randmoræne fra næstsidste istid overskrides endnu en gang af isen. Isen presser dele af smeltevandssletten op, og skubber flagerne sammen i en ny randmoræne. Under gletscheren aflejres bundtill. I lavningen foran randmorænen afsætter smeltevand store mængder sand og grus hen over de sidste rester af dødis.

I Profil E ser vi landskabet i dag efter den sidste istid. Selvom bakkeøen, der er omgivet af smeltevandssletten fra den sidste istid, er udjævnet på grund af jordflydning, kan mange af de oprindelige istidstræk stadig erkendes, fx den tidligere randmoræne fra næstsidste istid. Bortsmeltningen af dødis umiddelbart øst for den ældste randmoræne fra sidste istid har efterladt et småbakket dødislandskab på et jævnt underlag. Ude i lavningen har bortsmeltningen af den begravede dødis skabt dødishuller i smeltevandssletten.

Vest

Øst

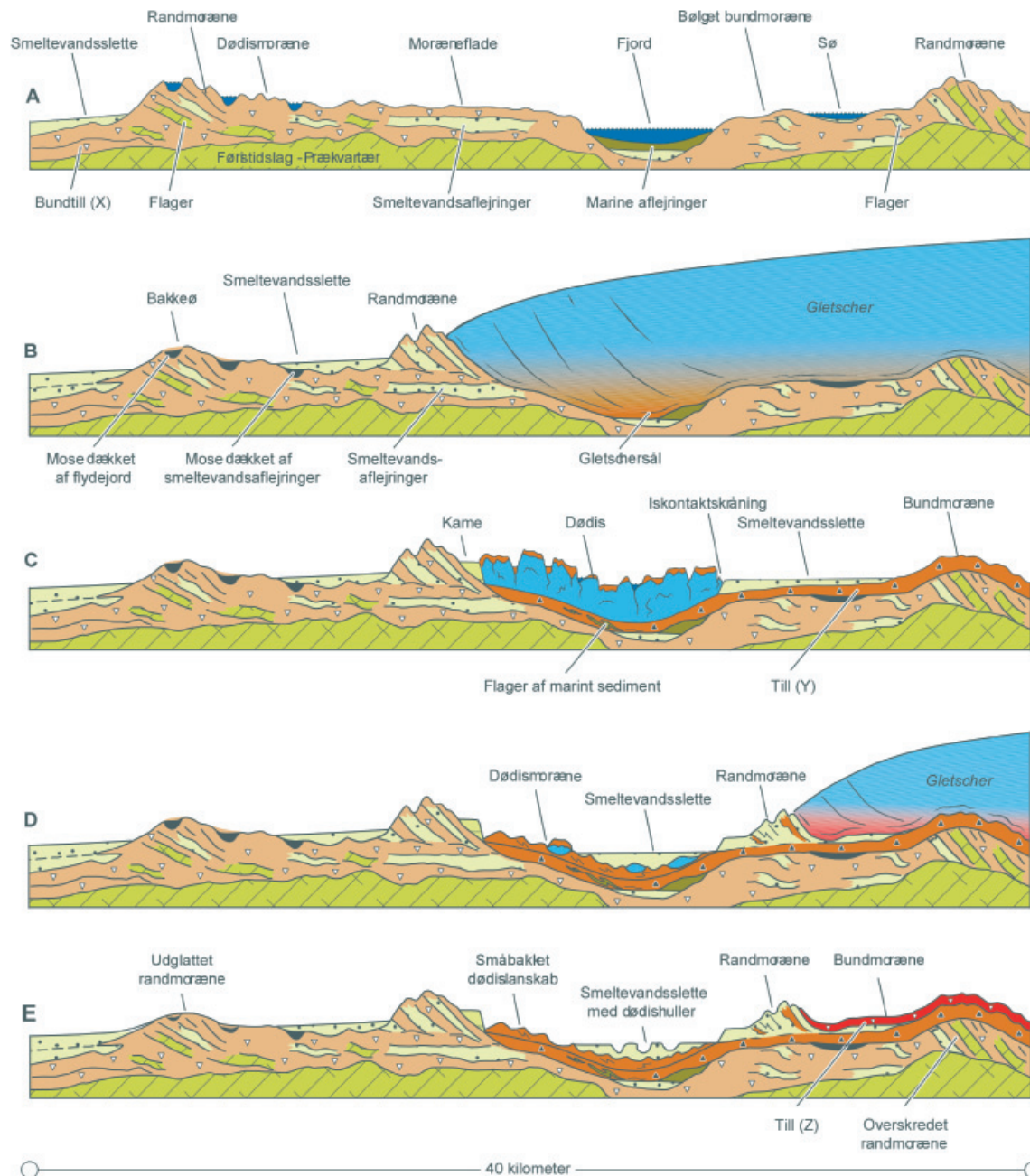


ILLUSTRATION: KURT H. KJÆR, STATENS NATURHISTORISKE MUSEUM OG JOHANNES KRÜGER, INSTITUT FOR GEOGRAFI OG GEOLOGI.

Figur 10

TILL

I ældre dansk litteratur er 'moræne' dels en betegnelse for gletscheraflejrede sedimenter, der består af en blanding af ler, silt, sand, grus og sten (kaldet diamikte sedimenter), dels en betegnelse for landskabstyper modelleret af gletschere. For at undgå misforståelser har man indført termen 'till', som er af engelsk oprindelse. Till dækker over morænesedimenter, som er aflejret ved bunden af en gletscher. Bundtill er et af de mest udbredte istidssedimenter i Danmark og har et lerindhold fra nogle få procent til omkring 35%. I Danmark indeholder bundtill dels materiale fra Skandinaviens klippegrund, dels materiale fra Kattegats og Østersøens bund og desuden materiale fra Danmarks egen undergrund, fx ler-, sand- og kalkmateriale fra Tertiær- og Kridttiden. Efter knusning og erosion vil dette materiale ofte blive forstyrret og deformeret yderligere under transport. Resultatet ser man i kystkliner og grusgrave, hvor dynamiske strukturer af kildematerialet findes i en massiv grundmasse.



Figur 11 Båndet og sribet till (nederst) afsat ved bunden af en gletscher overlejret af skråtstillede lag af diamikt flydejord (till omlejret ved tyngdekraftens hjælp) og som dækkes af flyvesand med en veludviklet jordbundshorisont. Lodbjerg Klint, NV Jylland.

Klimaændringer og Kystprocesser

Af Troels Aagaard, lektor, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning

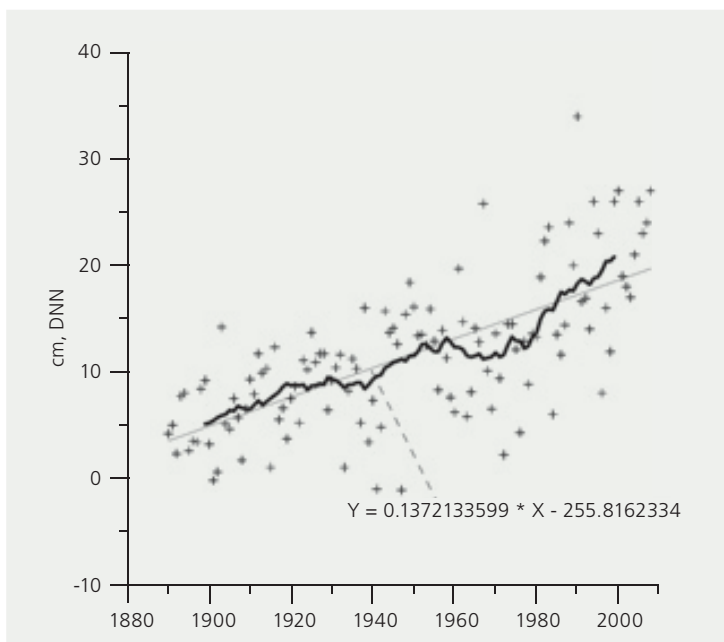
Danmarks kystlinie er ca 7.300 km lang. Det er i sig selv et ganske imponerende tal, men set i forhold til landets areal på ca 43.000 km² betyder det, at forholdet mellem kystliniens længde og landets areal er et af de største i verden. Derfor er kystzonen af stor betydning i et land som Danmark, og den udnyttes intensivt til eksempelvis rekreative formål, havneanlæg og sommerhusbyggeri. Kystforskere er for tiden især optaget af, hvordan kysterne vil reagere på fremtidige havspejlsstigninger. Klimaforskere er enige om, at de globale temperaturer vil stige fremover, og højere lufttemperaturer vil medføre dels højere havtemperaturer og dels øget gletcherafsmeltning. Begge dele vil få vandstanden i verdenshavene til at stige, og den gængse opfattelse er, at stigende vandstande vil få kysterne til at erodere (rykke tilbage). Dette er naturligvis ikke hensigtsmæssigt, hvis man har bygget sommerhus tæt på kystlinien eller anlagt en havn. I dette kapitel diskuteres, hvordan kyster reagerer på havspejlsændringer, og hvorfor de gør det. Kapitlet gennemgår desuden, hvad vi ved om nuværende havspejlsændringer og hvordan vi mener, at de vil udvikle sig i fremtiden.



Nutidige og fremtidige havspejlsændringer i Danmark

Når man taler om ændringer i havspejlets niveau, er det vigtigt, at man gør sig klart at, dette niveau kan bestemmes på to måder. Det kan være i forhold til et fikspunkt, for eksempel jordens centrum, hvilket kaldes det *absolutte* havspejlsniveau. Det kan alternativt være i forhold til et punkt på jordens overflade, hvilket kaldes det *relative* havspejlsniveau. I de nordligste dele af Danmark er det *relative* havspejlsniveau faktisk faldende, fordi landet stadig hæver sig lidt, efter at Istidens gletschere trak sig tilbage. Men i de sydlige dele af Danmark stiger det relative havspejl – ligesom det

gør langs den helt overvejende del af Verdens kyster. Den *relative* havspejlsændring i Esbjerg er vist i Figur 1 for perioden siden 1887, hvor man begyndte at måle vandstanden i havnen. Målingerne viser, at det relative havspejl er steget i gennemsnit 1,37 mm/år, hvilket nogenlunde svarer til den *absolutte* havspejlsstigning i verdenshavene i samme periode. Det betyder så også, at landhævningen efter Istiden stort set er ophørt i den sydlige del af Danmark. Målingerne viser også, at der er 'buler' på kurven. I nogle perioder, som 1940-1960 og 1975-nu, har stigningstakten været højere. Siden 1975 har stigningstakten faktisk været 3,57 mm/år – næsten ½ cm om året.



Figur 1 Udviklingen i det *relative* havspejlsniveau ved Esbjerg siden 1887. Krydsene markerer det gennemsnitlige niveau for de enkelte år, og den tykke streg angiver et glidende gennemsnit for målingerne. Den tynde linje er en lineær regressionslinje gennem alle målepunkterne. Den viser, at vandstanden er steget i gennemsnit 1,37 mm/år siden 1887.

Det globale og danske perspektiv

Hvor meget det globale *absolutte* havspejlsniveau vil stige i fremtiden, har forskerne delte meninger om. Men man er stort set enige om, at stigningstakten vil øges. FN's klimapanel (IPCC) mente i deres seneste

rapport om klimaændringer (2007), at havspejlet i år 2100, grundet den globale opvarmning, vil have nået et niveau mellem 18 og 59 cm over niveauet i år 2000. Senere forskning har godtgjort, at IPCC undervurderer afsmeltningen af is fra Grønland og

Bruuns lov

Bruun gjorde så to yderligere antagelser:

1. Der er ingen udveksling af sand mellem det indre strandplan (dvs området fra kystlinien til og med den yderste revle) og det *ydre strandplan* (dvs det dybere vand uden revler). Det gjorde han, fordi han observerede, at ændringer i bundens niveau er små uden for revlezonen. Langs danske kyster ligger grænsen mellem det indre og det ydre strandplan typisk på vanddybder mellem 4 og 6 meter.
2. Der er ingen nævneværdig transport af sand på langs af kysten.

Under disse to antagelser, kan det sand, der skal til for at opbygge profilet på det indre strandplan, kun komme et sted fra, nemlig fra erosion af området omkring og inden for kystlinien (Figur 2). Ved at balancere den sandmængde, der mangler, med en sandmængde frigjort ved kysterosion formulerede Bruun sin simple lov:

$$R = \frac{S \cdot L_s}{h_{klit} + h_s} \quad (1)$$

I denne formel er R kysttilbagerykningen (målt i meter/år), S er vandstandsstigningen i m/år, L_s er afstanden fra kystlinien til grænsen mellem indre og ydre strandplan, h_{klit} er højden af klitten inden for kystlinien, og h_s er vanddybden på grænsen mellem indre og ydre strandplan. Simple overslagsberegninger viser, at tilbagerykningen af kystlinien typisk bliver 50-100 gange større end stigningen i vandspejlet.

Fejl og mangler ved Bruuns lov

Bruuns lov er simpel og nem at anvende, og derfor har den haft stor udbredelse. Den er blevet testet mange gange i internationale studier – men sjældent med overbevisende succes.

Vores viden om kysters udvikling over lang tid sætter spørgsmålstejn ved gyldigheden af Bruuns

lov. Igennem de sidste ca. 6.000 år er der nemlig mange steder på kloden opstået sandøer, såkaldte barriere-øer. Det gælder også flere steder i Danmark, eksempelvis i Vadehavsregionen, hvor barriere-øerne Skallingen, Fanø, Mandø og Rømø er dannet inden for de sidste årtusinder. Skallingen er – i sin nuværende form – mindre end 500 år gammel. Barriere-øerne i Køge Bugt er mindre end 100 år gamle. Men vi ved også, at det globale havspejl er steget gennem de sidste 6.000 år. Mange steder er kysterne altså bygget op i stedet for at blive eroderet, som Bruuns lov foreskriver. Hvordan hænger det nu sammen?

Sand transporteres mellem ydre og indre strandplan

Forklaringen ligger i Bruuns antagelse om, at der ikke sker nogen sandudveksling mellem det ydre og det indre strandplan, samt at der ikke er nogen transport af sand langs kysten. Lad os starte med det første. Per Bruun antog, at der ikke sker nogen udveksling af sand på tværs af kysten imellem det ydre og det indre strandplan. Det gjorde han, fordi han – på de lokaliteter, som han studerede – ikke kunne observere væsentlige ændringer i bundens niveau på det ydre strandplan. Men en udveksling af sand medfører ikke nødvendigvis en væsentlig ændring i bundens niveau, og endvidere betyder det ikke, at der aldrig **har** været en sådan udveksling af sand.

Transporten af sand på tværs af kysten skyldes hovedsageligt to faktorer:

1. Bølgenes evne til at flytte sand landværts, og
2. Bølgegenererede strømmes evne til at flytte sand søværts.

De bølgegenererede strømme, der her er tale om, er dels den såkaldte understrøm, og dels de tværstrømme, der opstår i hestehuller. Begge strømmesystemer sættes i gang, når bølgerne bryder nær stranden. Når bølgerne bryder, så fragter de vand ind mod strandbredden, og det vand må så løbe

tilbage mod dybere vand igen, enten langs bunden som en understrøm, eller igennem huller i revlerne som tværstrømme. Disse strømsystemer findes altså kun i det område, hvor bølgerne bryder, det vil sige i revlezonen på det indre strandplan. Og de er grunden til, at sand fjernes fra strandbredden og flyttes ud på strandplanet når det stormer.

Bølger brydes og opgrunder

Denne erosionsmekanisme modvirkes af bølgenes evne til at transportere sand ind mod kysten. På dybt vand er bølgenes form tilnærmelsesvis en sinuskurve, og en enkelt bølge fragter ligeså meget sand udad under bølgetruget, som den fragter indad under bølgetoppen. I gennemsnit over en bølge – eller over mange bølger – er transporten af sand altså nul. Men når bølgerne løber ind mod

kysten tårner de sig op – de grunder op, indtil de bryder.

Opgrundningen gør, at bølgetoppene bliver høje og smalle og de store vandpartikelhastigheder under bølgetoppene er i stand til at fragte større mængder sand ind mod kysten, end der transporteres tilbage igen med de svagere vandpartikelhastigheder i bølgetrugene mellem toppene. Derved er bølger i stand til at fragte sand mod land; der er en nettotransport af sand fra det ydre til det indre strandplan. Disse sandtransportmekanismer, som vi har omtalt her, kendtes ikke på Bruuns tid.

Opgrundende og brydende bølger i Californien. De høje og smalle bølgetoppe nær kysten er populære blandt surfere

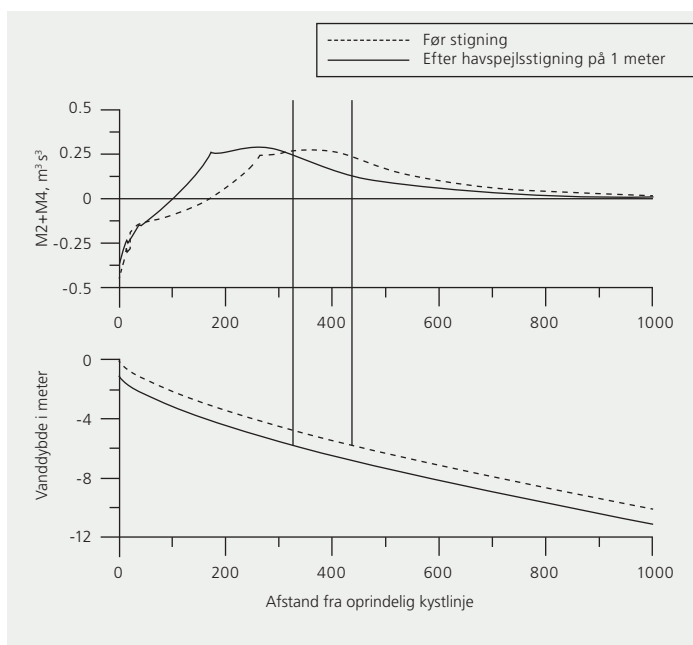


FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Ved hjælp af computermødeller kan man beregne, hvordan disse mekanismer – bølger og bølgegenererede strømme – kan transportere sand frem og tilbage i profilet. Et eksempel på brugen af en sådan sandtransportmodel er vist i Figur 3. Den nederste del af figuren viser med den stiplede linie et tænkt tværprofil af en kyst, som for overskuelighedens skyld igen er tegnet uden revler. Afstanden

fra kystlinien er angivet på x-aksen, og y-aksen viser vanddybden. Den fuldt optrukne linie viser den nye vanddybde efter en havspejlsstigning på 1 meter. Den øverste del af figuren viser et mål for sandtransporten hvis man sætter modellen i gang med en bølgehøjde på 1,75 meter i den yderste del af profilet. Positive transportrater er rettet mod kysten, negative er rettet søværts.

Figur 3 Modelberegning af størrelsen og retningen af sandtransporten i et kystprofil før og efter en havspejlsstigning på 1 meter. Nederste figur viser kystprofilets form og vanddybderne før (stiplet linje) og efter (fuldt optrukket linje) en vandstandsstigning. Den øverste figur viser et mål for sandtransportens størrelse før (stiplet) og efter (fuldt optrukket) stigningen. Positive transportrater er rettet mod land, negative er rettet havværts. De lodrette linier angiver grænsen mellem det ydre og det indre strandplan.



Modelsimulationer kan forbedres

Det, som man kan se, er, at sandtransporten er lille på dybt vand, og at den er rettet ind mod kysten. Når bølgerne bevæger sig ind mod stranden øges transporten mere og mere. Det er fordi bølgerne grunder op, og derfor skubber større og større sandmængder mod land. Bølgerne begynder at bryde i et punkt godt 400 meter fra kystlinien (grænsen mellem det ydre og det indre strandplan og angivet med en lodret linie), og lidt senere begynder transportraten at falde. Inden for et punkt omkring 180 meter fra kystlinien bliver transporten

negativ, dvs udadrettet, og her dominerer strømme transporten af sand. I realiteten vil der blive dannet en revle i det punkt, hvor transporten går fra at være indadrettet til at være udadrettet. Så modellen forudsiger altså, at der sker en væsentlig transport af sand fra det ydre ind på det indre strandplan, i modsætning til Bruuns antagelse. Når vandspejlet stiger med 1 meter, så forudsiger modellen, at den indadgående transport fortsætter længere indad og en revle vil også flytte sig indad i profilet til det nye konvergenspunkt omkring 100 meter fra den oprindelige kystlinie.

En del af det sand, der skal til for at opbygge et nyt ligevægtsprofil, kan altså komme ude fra det ydre strandplan. Sådanne modelsimulationer involverer som regel en række antagelser, som ikke alle er lige gode. I det viste tilfælde er modelforudsigelsen af bølgernes transportrate formentlig for stor og der foregår intensiv forskning – blandt andet på Københavns Universitet – med henblik på at forbedre denne slags modeller for at vi kan forbedre vores forudsigelser af, hvordan kysten reagerer på havspejlsstigninger.

Transport af sand langs kysten

Bruuns lov antager ligeledes, at der ikke er en væsentlig transport af sand langs med kysten – eller sagt mere præcist: At der for en given kyststrækning er balance imellem den mængde sand, der transporteres ind i området fra opstrøms kilder, og den mængde sand, der forsvinder i den nedstrøms ende af kyststrækningen. På de fleste kyststrækninger – i hvert fald i Danmark – er det en antagelse, som ikke holder stik. På baggrund af en lang række undersøgelser har Kystdirektora-



Figur 4 Kystdirektoratets beregninger af sandtransportens størrelse på Jyllands Vestkyst.



tet i Lemvig beregnet transporten af sand langs den danske Vestkyst, den såkaldte langtransport (Figur 4). På figuren er der vist en række pile, som giver langtransportens retning, og pilenes tykkelse angiver den relative størrelse af transporten. På de strækninger, hvor pilene bliver tykkere i transportretningen fjernes der mere sand i nedstrøms retning end der tilføres opstrøms fra, og her eroderer kysterne. Det modsatte er tilfældet i de (få) tilfælde hvor pilene bliver tyndere i transportretningen. Det ses ret klart, at for de fleste strækninger bliver pilene tykkere og tykkere i transportretningen. Mellem Bovbjerg og Nymindegab, for eksempel, stiger transporten fra 0 til 2,3 millioner kubikmeter sand om året. Denne sandtransportrate er en af de absolut største i hele verden, og det betyder, at langtransporten eroderer 2,3 millioner kubikmeter sand mellem Bovbjerg og Nymindegab. Denne erosion bremser eller forhindrer Kystdirektoratet ved at fodre kysten med sand. Hvis man ikke gjorde det, så ville kystlinien rykke gennemsnitligt ca 2 m tilbage om året. Sandet aflejres så derefter i området mellem Nymindegab og Horns Rev – hvor kystlinien rykker frem, fordi der tilføres de store sandmængder.

En modificeret version af Bruuns lov

Som følge af, at det er nødvendigt at inddrage effekterne af langtransporten og af sandudvekslingen mellem det indre og det ydre strandplan – samt af eventuelle menneskelige modforanstaltninger for at hindre erosionen – må Bruuns lov modificeres. Formel (1) må ændres til:

R=

$$\frac{S \cdot L_*}{(h_{klt} + h_*)} - \frac{(Q_{y, ind} - Q_{y, ud})}{y \cdot (h_{klt} + h_*)} - \frac{Q_x}{y \cdot (h_{klt} + h_*)} - \frac{V}{y \cdot (h_{klt} + h_*)}$$

(2)

I denne formel er $Q_{y, ind}$ og $Q_{y, ud}$ langtransporten (målt i $m^3/år$) ind i, og ud af et område, der har en kystlinielængde på y meter, Q_x er transporten fra det ydre til det indre strandplan (målt i m^3 per meters bredde per år), og V er tilførslen fra sandfodring (eller tabet ved for eksempel sandsugning), målt i $m^3/år$. Formlen er ikke så simpel som (1) og især Q_x er svært at bestemme.



FOTO: CARSTEN BRODER-HANSEN

Effekter af ændringer i vindklimaet

Klimaændringer medfører sandsynligvis også en anden effekt, som har betydning for kystens udvikling, nemlig ændringer i stormhyppigheder og ændringer i den dominerende vindretning. Transporten af sand langs med kysten (Figur 4) foregår fordi bølgerne ofte har en skrå indfaldsvinkel i forhold til kystlinien. Langstransporten Q_y , er givet ved den simple formel:

$$Q_y = K \bullet H^2 \bullet \sin \beta \cos \beta$$

(3)

Her er K en konstant, H er bølgenes højde og β er bølgenes indfaldsvinkel i forhold til kystlinien. Der er indlysende, at hvis H forøges fordi stormenes hyppighed eller intensitet øges, eller – endnu vigtigere – hvis ændringer i vindklimaet gør, at bølgenes dominerende indfaldsvinkel ændres, så vil det påvirke langstransportens størrelse (og måske endda dens retning). Vi ved, at sådanne ændringer i vindklimaet har fundet sted tidligere. På den sydlige del af Jyllands Vestkyst var vestlige og

nordvestlige vinde dominerende indtil ca. 1980. I perioden 1980-2000 var vinde fra sydvest de hyppigste, og siden da har der været tegn på, at den dominerende vindretning skifter tilbage mod vest og nordvest igen. Vi ved ikke præcist hvordan klimaændringer vil påvirke vindenes og dermed bølgenes karakter, men flere studier peger på mulighederne for øgede stormfrekvenser og drejning af de dominerende vindretninger i Nordsøen. Det kan betyde, at langstransportens størrelse ændres, eller måske skifter retning. Hvis det sker, så kan konsekvenserne blive ganske alvorlige. Klimaændringer kan således påvirke kystens udvikling dels gennem en stigning i havspejlsniveauet, dels gennem påvirkning af langstransportraten og måske transporten af sand mellem ydre og indre strandplan. Samlet set betyder det, at i et land som Danmark vil der i fremtiden blive et stærkt forøget behov for kystbeskyttelse og kystforvaltning.

Talenternes geografi – Regional udvikling i Danmark

Af lektor Høgni Kalsø Hansen og lektor Lars Winther, Institut for Geovidenskab og Naturforvaltning

Talent og talenter er blevet afgørende faktorer for, at regionerne bliver konkurrencedygtige i en global økonomi. Det er gennem talent at ny viden, ideer og innovation opstår. Derfor er talenterne afgørende for, hvor virksomhederne etablerer sig og for, hvor eksisterende virksomheder ønsker at ekspandere og dermed tiltrækker arbejdskraft. Talenterne er på den måde bestemmende for regionernes mulighed for at klare sig økonomisk i fremtiden.



Øget fokus på arbejdsstyrkens innovationsevne

Globaliseringen medfører ændrede konkurrencevilkår bl.a. på baggrund af nye internationale markeder og større konkurrence mellem globale aktører, herunder en konkurrence fra lavomkostningsområder.

Derfor har danske virksomheder et øget fokus på nye produkter og produktionsformer, så de nu i højere grad end tidligere konkurrerer på kvalitet, innovation og kundetilpasning end på lave produktionsomkostninger. Samfundsøkonomien er det seneste tiår blevet mere vidensbaseret, og en egentlig vidensøkonomi er opstået i Danmark, altså en økonomi der er funderet i produktion, distribution og brug af viden og information. Med det er arbejdskraftens kompetencer og kvalifikationer blevet langt vigtigere, ikke mindst den innovative del af arbejdsstyrken, som i litteraturen bliver beskrevet som talent, og som netop især beskæftiger sig med produktion, distribution og anvendelse af viden. For det meste opfattes talentandelen som den del af den aktive arbejdsstyrke, der har en lang videregående uddannelse, det vil sige over bachelorniveau. Den amerikanske professor Richard Florida har med sit begreb "den kreative klasse" dog udvidet forståelsen af talent, som i hans terminologi kategoriseres efter kreative jobfunktioner snarere end uddannelsesniveau.

Forskning i talenternes bevægelse mod større byer

Da arbejdskraften i den vidensbaserede økonomi er afgørende for økonomisk udvikling og fornyelse, har det økonomisk-geografiske forskningsfelt på den baggrund gennemgået en transformation fra hovedsageligt et videnskabeligt fokus på virksomhedernes lokalisering til i langt højere grad at inddrage arbejdskraftens geografi. Hertil kommer, at især talenterne i arbejdsstyrken er blevet mere mobile, og de er i større grad end tidligere villige til at flytte rundt efter de områder, hvor de kan få dækket personlige behov såsom karriere, fritidsinteresser og velfærdsgoder. Det er blevet argu-

menteret, at talenterne har særlige præferencer for bymæssige herlighedsværdier, da det formodes, at især storbyen kan dække talenternes behov for oplevelser og udviklende hverdagsliv. Det er denne udvikling, som beskrives her.

Danmarks erhvervsgeografiske udvikling

Danmarks erhvervsgeografi har ændret sig drastisk efter mange traditionelle erhverv inden for industriproduktion har mistet meget af deres tidligere økonomiske og beskæftigelsesmæssige betydning. Det er især storbyerne, som har oplevet en vækst i beskæftigelsen i nyere tid, mens finanskrisen yderligere har øget presset på de byer og regioner, som er domineret af traditionel industri. Danmark har de sidste 10-15 år haft beskæftigelsesnedgang i landbrug og industri samt en stagnation og svag tilbagegang i visse serviceerhverv som eksempelvis transport, mens en række serviceerhverv sammen med detailhandel, underholdning og kulturøkonomien har været drivkraften i beskæftigelsesvæksten. Væksten har været markant frem til krisen og været koncentreret i de to byregioner, København og Østjylland (det østjyske bybånd). Østjylland består af 17 nye kommuner fra Randers i nord til Kolding i syd, mens byregion København i denne analyse svarer til hovedstadsområdet, som i høj grad er dækkende for den funktionelle byregion.

Regionale hovedtræk

Der er vigtige forskelle og ligheder mellem de to byregioner, København og Østjylland, og mellem de to byregioner og resten af Danmark. For det første er der en række sektorer, som stort set har samme betydning i de to byregioner og resten af Danmark. Det gælder handel og den offentlige sektor. Hvor Østjyllands erhvervsprofil ligner Danmark som helhed, skiller regionen sig ud i forhold til hovedstadsregionen på en række centrale områder. Den vigtigste er, at industrien er klart mere koncentreret i Østjylland (og resten af Danmark) end i byre-

gion København. Desuden har en række centrale serviceerhverv ikke helt samme tyngde i Østjylland som i København. Det gælder de mere traditionelle serviceerhverv som transport og især bank og forsikring, hvor førstnævnte har været i vækst, mens sidstnævnte kun har oplevet beskedne vækstrater. Det gælder ligeledes væksterhvervene inden for erhvervsservice som IT, forskning og udvikling og anden forretningsservice, hvor København stadig fremstår som det nationale center, og hvor Østjylland har større tyngde end resten af Danmark. Således har der gennem vækstperioden fra starten af 1990'erne og frem til krisen været en betydelig vækst i de store urbane områder.

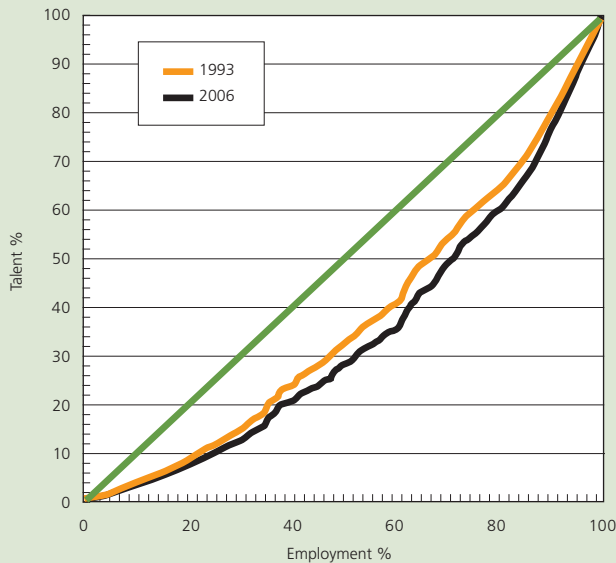
Talenternes geografi

Den ulige geografiske vækst og fordeling af økonomisk aktivitet kan genfindes i talenternes geografi. Lorenz diagrammet i figur 1 er en grafisk afbildning af uligheden i fordelingen i et samfund. Diagrammet gengiver den kumulative procentvise andel i relation til ligelige fordelte andel. Normalt anvendes denne type af diagrammer til at vise uligheden i f.eks. indkomster, men i dette tilfælde anvender vi den til at vise den ulighed der er i fordelingen af talentmassen mellem de tidligere danske kommuner. Her er anvendt beskæftigede med lang videregående uddannelse som en ækvivalent til talent, hvilket forskning i Skandinavien har vist giver et retvisende billede af virkeligheden.



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Figur 1 viser en tydelig ulige fordeling af talent i forhold til den samlede masse af beskæftigede. Den viser dermed, at talentmassen har en tendens til at koncentrere sig i bestemte kommuner. For ikke kun at give et øjebliksbillede er der plottet to kurver i diagrammet. En for 1993 og en for 2006. Dermed fremkommer et mere dynamisk billede af udviklingen i fordelingen af talentmassen i Danmark. Som det kan ses af figuren, ændres arealet under den linie, der angiver den lige fordeling af talent fra 1993 til 2006, til et større areal mellem diagonalkurven og Lorenz-kurven. Med andre ord viser Lorenz-diagrammet i figur 1, at der er en ulige fordeling i talentmassen i Danmark og nok så væsentligt, at uligheden er stigende. Dette er interessant, da der er en klar sammenhæng mellem væksten i talent og den generelle beskæftigelsesvækst i danske kommuner.



Figur 1 Talentmassens ulige geografi 1993 og 2006

Lorenz-kurve

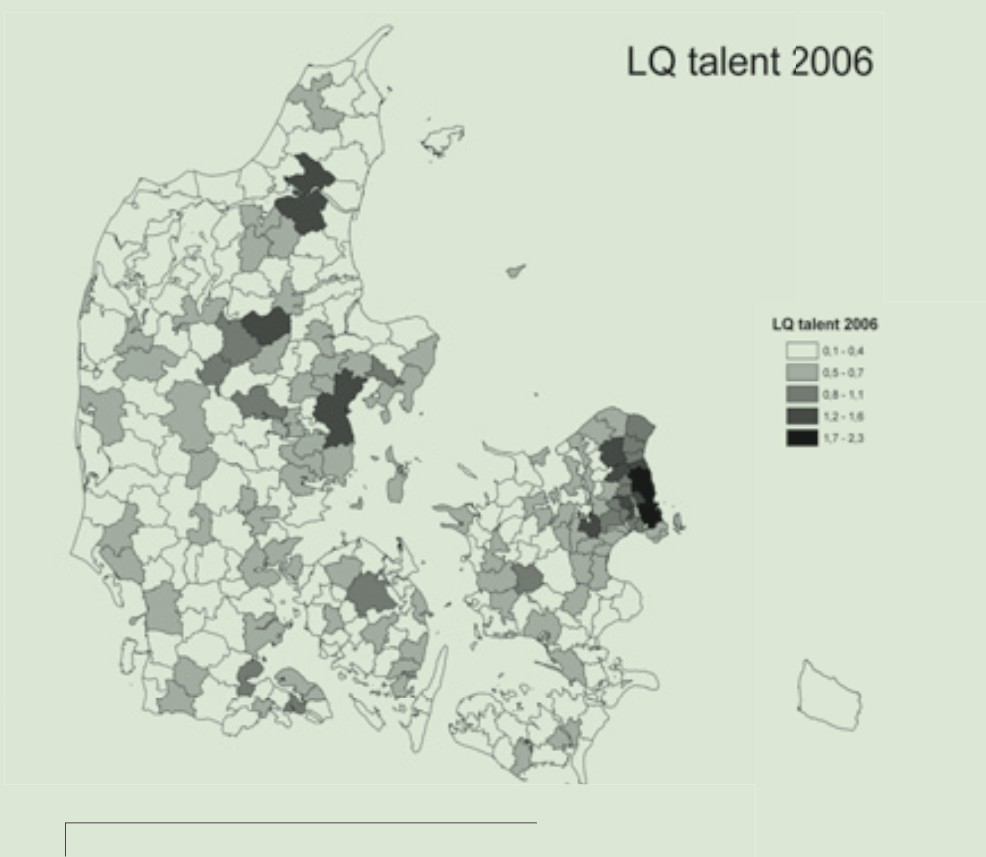
Et Lorenz-diagram er en grafisk illustration af ulighed, og beregnes ved hjælp af kumulative værdier. Er der en helt lige fordeling mellem de to variabler, som man kigger på, vil Lorenz-kurven følge en 45° linje. Er fordelingen ikke lige, vil kurven ligge under 45° diagonalen.

Jo større ulige fordeling, jo større afstand mellem den diagonale kurve og Lorenz-kurven. Typisk anvendes Lorenz-diagrammet til at vise ulighed i fordelingen af rigdom i et land, f.eks. til at vise at 80% af befolkningen kun ejer 20% af et lands værdier, mens de sidste 20% af befolkningen ejer 80% af værdierne. Men diagrammet kan også, som her, anvendes til at illustrere andre typer af ulige fordeling som f.eks. mellem kommuners andel beskæftigede i et område i relation til andelen af beskæftigede med lang videregående uddannelse. Ved at lægge flere Lorenz-kurver ind i et Lorenz-diagram, der illustrerer det samme, men er baseret på tal for forskellige år, kan man illustrere en stigende ulighed, eller omvendt.



Talenter klumper sig sammen

Figur 2 viser, hvor brugen af talenter i Danmark er lokaliseret fordelt på kommuner fra før kommunalreformen i 2007 (beskæftigelse efter arbejdssted). Figuren viser den relative specialisering af beskæftigede med lang videregående uddannelse og uddyber overstående mønster. Kortet viser de enkelte kommuners lokalisingskvotient i 2006. Det ses, at kommuner, der har en koncentration af beskæftigede med lang videregående uddannelse, dvs. en andel over gennemsnittet, er ganske få. Uden for København er det Århus og Ålborg, som har en koncentration, mens eksempelvis Odense ligger omkring landsgennemsnittet, dvs. med en LQ nær 1.



Figur 2 Lokaliseringskvotienten i Danmark i 2006

Lokaliseringskvotienten (LQ)

Lokaliseringskvotienten er beregnet som:

$$(1) LQ = (K_{lvj}/K_b)/(N_{lv}/N_b),$$

hvor K_{lvj} er beskæftigede med lang videregående uddannelse i kommune j , K_b er alle beskæftigede i kommune j , N_{lv} er alle beskæftigede med lang videregående uddannelse i Danmark og N_b er alle beskæftigede i Danmark. Har en kommune en lokaliseringskvotient på 1, har kommunen den andel af beskæftigede med lang videregående uddannelse, som til svarer den nationale andel. Hvis alle kommuner havde en LQ på 1 ville der være en jævn geografisk fordeling af beskæftigede med lang videregående uddannelse. Er LQ derimod større end 1 har kommunen en større andel end den nationale andel, dvs. en koncentration af beskæftigede med lang videregående uddannelse. Er LQ derimod mindre end 1, er kommunens andel mindre end den gennemsnitlige nationale andel og derfor er der en underrepræsentation i kommunen. En koncentration indikerer således en specialisering i kommunen set i forhold til, hvad man kan forvente ud fra den nationale sammensætning.

Fyrtårne i bylandskabet

Kortet i figur 2 viser også en geografisk koncentration af kommuner med beskæftigede med en lang videregående uddannelse i de centrale dele af København og i et bånd i nordgående retning mod Allerød og Birkerød. Hertil kommer enkelte andre kommuner samt Hillerød og Roskilde, hvor tunge administrative organisationer og hospitalerne er med til at trække kommunerne op. Det vil sige, at vidensøkonomien med dens virksomheder og job er koncentreret på få, bestemte lokaliteter.

Et andet vigtigt forhold, som kan læses af kortet, er, at mange kommuner især i den ydre by, men også hvad angår den bebyggede by, har en betydelig underrepræsentation af ansatte med lang videregående uddannelse – enkelte kommuner har således kun omkring en fjerdedel af landsgennemsnittet. Den her viste del af vidensøkonomien er således begrænset til få fyrtårne i bylandskabet, som både har en koncentration og et volumen, der gør dem interessante, mens resten af det storkøbenhavnske bylandskab og det meste af det øvrige Danmark har en erhvervsudvikling, som ikke i samme grad er influeret af arbejdskraft med lang videregående uddannelse.



Talenternes andel af de beskæftigede

Tabel 1 viser andelen af talent af de beskæftigede i de to dominerende byregioner i Danmark samt i resten af Danmark. Tabellen understreger talenternes bymæssige lokalisering i Danmark. I byregion København er mere end hver tiende beskæftigede at betegne som et talent i 2006, mens det i byregion Østjylland kun ca. er hver tyvende beskæftigede. I resten af Danmark uden for to største byområder er andelen af talent mere beskedent. Ligeledes kan det iagttages, at andelen af talent har været markant voksende siden 1993. Brugen af talent er således i høj grad et bymæssigt fænomen, men flere studier peger på, at det ikke kun er byens herligheds-værdier, som talenterne tiltrækkes af, men i høj grad muligheden for beskæftigelse på store brede arbejds-markeder, som giver specialisterne flere mulige job at vælge mellem. I og med at vi i fremtiden kan forvente, at talenterne får større betydning for den regionale konkurrenceevne, og i takt med at økonomien bliver mere og mere vidensbaseret, er det vigtig at få en forståelse af de drivkræfter, som kendetegner talenterne i den vidensbaserede økonomi, således at udkantsområder og byregioner i højere grad kan tilpasse deres udviklings-strategier efter den nye økonomisk geografiske dagsorden. Denne geografi er ikke kun et dansk fænomen, men kan observeres i en lang række europæiske lande.

Tabel 1

Regional fordeling af talentmassen som andel i % af de beskæftigede				
	Byregion København	Byregion Østjylland	Danmark uden for byregionerne	Danmark
Talent 1993	6,8	3,7	2,7	4,4
Talent 2006	11,4	5,8	4,3	7,1



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Klima

– processer og sammenhænge

Af Marit-Solveig Seidenkrantz, Centre for Past Climate Studies, Institut for Geoscience, Aarhus Universitet

Der er særdeles stor opmærksomhed på klimaforandringer, ikke mindst de menneskeskabte. Vi ved, at klimaet altid har været under forandring, og at skiftende istider, varierende vind- og havstrømme og meget store nedbørsvariationer har betydet enorme klimatiske forskelle mellem de forskellige perioder i klodens historie. Dermed har klimaet givet markant ændrede betingelser for livet gennem forskellige tidsperioder, og klimaet er fortsat en af de vigtigste faktorer, der kontrollerer planters, dyrs og menneskers livsbetingelser – nu og i fremtiden. Hvis vi vil forstå de nuværende klimaforandringer og komme med kvalificerede forudsigelser af fremtidens klima, har vi behov for at kende årsagerne til klimaforandringer.

Måling af vejr og klima

”Vejr” karakteriserer forholdene på et givet sted og et givet tidspunkt, mens ”klima” svarer til det gennemsnitlige vejr på dette sted. Klimaet beskrives både ved det gennemsnitlige vejr (temperatur, nedbør, luftfugtighed, solskinstimer og vind m.v.) og gennem de variationer, der forekommer i vejret. En ændring i klimaet betyder dermed en ændring i det fremherskende vejr. Variationerne i jordens klima er resultat af et kompliceret samspil mellem naturlige processer styret af en lang række mekanismer. Den vigtigste mekanisme er relateret til energien fra solen, idet denne variation i energitilførslen påvirker de fleste klimastyrende processer såsom havstrømme, vindsystemer, nedbør og gletcherdannelse. Men der er også mekanismer, der er helt eller delvist uafhængige af solen, såsom kontinenternes placering og mængden af drivhusgasser i atmosfæren. De fleste videnskabsfolk mener, at netop i kraft af drivhusgassernes betydning har menneskets aktiviteter fået afgørende og potentielt katastrofal indflydelse på fremtidens klima.

De klimastyrende processer undersøges i dag bl.a. ved målinger af de nutidige forhold (f.eks. vejret), men da klimaet jo varierer, er det også nødvendigt at se på ændringer over tid. Det er kun de sidste ca. 150 år, at man har kunnet foretage instrumentelle målinger af temperatur og nedbør, og det betyder, at den statistiske sikkerhed af analyser af selv kortvarige klimafluktuationer på få årtier er ret lav, hvis man udelukkende ser på instrumentelle data. Længerevarende klimavariationer, der strækker sig over århundreder eller mere, kan man naturligvis stort set ikke belyse gennem de eksisterende instrumentelle analyser. Derfor er undersøgelser af fortiden helt central for at forstå klimaet, og med data fra jordens geologiske historie kombineret med computermodeller, kan vi følge klimaforandringer gennem lang tid og opnå viden om de mekanismer, der styrer klimaet.

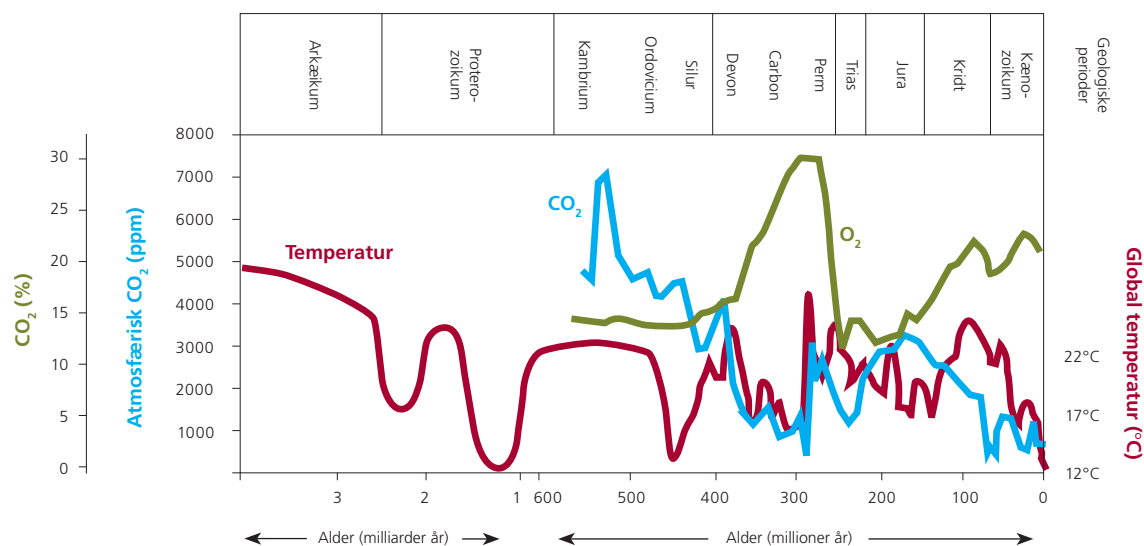
Drivhuseffekten og de menneskeskabte ændringer

Drivhuseffekten opstår fordi jordens atmosfære tilbageholder en del af den varme, som ellers ville forsvinde fra jorden ud i verdensrummet. Hvis drivhuseffekten er høj, stiger ligevægtstemperaturen på jorden. Med atmosfærens nuværende sammensætning er den stabile ligevægtstemperatur på jordens overflade 15 °C, men ville være -18 °C, hvis der ikke var nogen atmosfære. Uden drivhusgasserne vil solens energi ikke kunne blive holdt tilbage i Jordens atmosfære, og Jorden ville have været en frossen klode. Atmosfærens indhold af drivhusgasser er således en nødvendig forudsætning for livet. 50% af drivhuseffekten skyldes vanddamp (H_2O), 25% kuldioxid (CO_2), 7% metan (CH_4) og 3% lattergas (N_2O), mens nogle CFC gasser har en mindre effekt.

Afbrænding af fossile brændstoffer kombineret med animalsk produktion (f.eks. kvæg) har givet en stigning på omkring 33% af atmosfærens indhold af kuldioxid (CO_2) i forhold til præindustrielt niveau, mens metan (CH_4) og lattergas (N_2O) er øget med henholdsvis ca. 150% og 16%. Gennem de seneste godt 100 år er drivhuseffekten således øget, hvilket har skabt udtalt bekymring. Specielt gennem de seneste årtier ser det ud til, at drivhusgasserne har haft betydelig indflydelse på klimaet.

Naturlige processer

Ud over den menneskelige påvirkning er der også vigtige naturlige processer, der påvirker atmosfærens indhold af drivhusgasser. Sammensætningen af jordens atmosfære, som oprindeligt blev skabt ved afgang af kvælstof, vanddamp og kuldioxid fra jordens skorpe, er blevet ændret i takt med, at der blev dannet fri ilt ved fotosyntese. Samtidig har vulkansk aktivitet i betydeligt omfang påvirket mængden af drivhusgasser, specielt CO_2 . Som følge af dette, er der sket store klimatiske ændringer på Jorden siden den blev skabt for 4,6 mia. år siden, og dannelsen af fri ilt har desuden medført udvik-



Figur 1 Estimat over ændringer i den gennemsnitlige, globale temperatur (rød kurve), samt atmosfærens indhold af CO₂ (i ppm = millionte dele; blå kurve) og ilt (O₂, grøn kurve) i procent gennem de sidste 3,9 milliarder år af Jordens historie. Læg mærke til skift i tidsskala. Af figuren ses, at klimaet i dag faktisk er koldere end gennemsnitligt for Jordens historie, og indholdet af drivhusgasser som f.eks. kuldioxid er ligeledes forholdsvis lavt. Data er behæftet med betydelig usikkerhed. Fra Seidenkrantz 2009 (Geografiske Orientering vol 5).

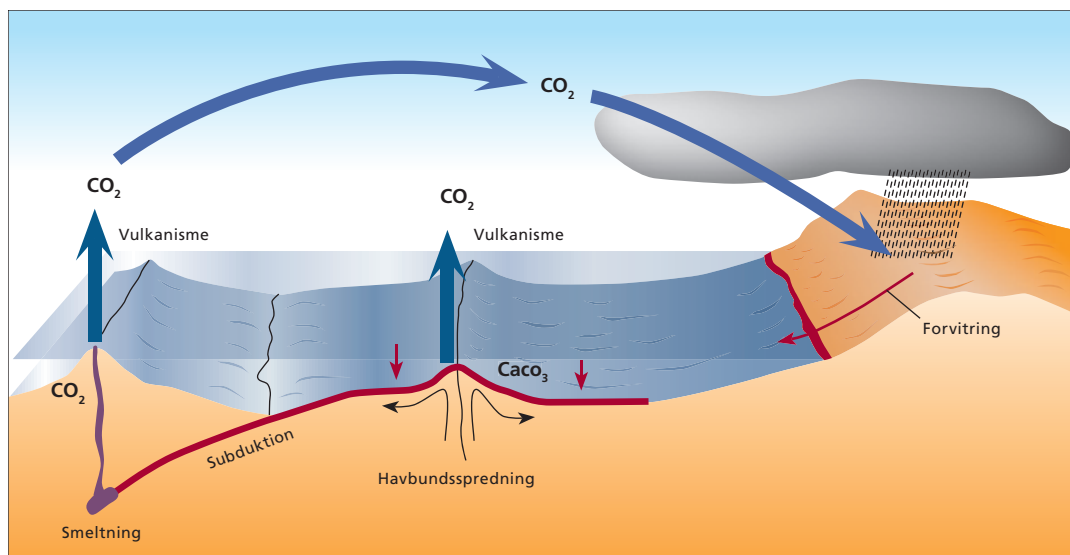
lingen af helt nye typer af organismer, som er afhængige af denne ilt. Også variationer i mængden af plantevækst samt planternes indflydelse på den kemiske forvitring har haft betydning for atmosfærens CO₂ indhold. Et betydeligt fald i CO₂ i sen Silur og Carbon (se Figur 1) menes således i høj grad at være influeret af opståen af højere planter. Mange af verdens store kul-forekomster stammer netop fra Carbon (Kultiden). Disse naturlige processer forårsager dog som oftest mere gradvise og langsomme ændringer end de der er observeret i nyere tid - specielt siden afslutningen af Anden Verdenskrig.

Pladetektonikkens indflydelse på klimaet

Klimaet har varieret meget gennem Jordens historie (Figur 1). Der har været perioder, hvor gletschere (iskapper) bredte sig over store dele af kontinenterne (istider), og andre perioder, hvor der end ikke var is på de højeste bjergtinder. Disse klimaændringer har været meget omfattende, men er foregået meget langsomt over millioner af år. Årsagen til disse klimaændringer i stor skala skyldes i væsentligt omfang forandringer i kontinenternes placering samt hastigheden af, hvor hurtigt de tektoniske plader har bevæget sig i forhold til hinanden.

De betydelige naturlige variationer i atmosfærens indhold af drivhusgasser skyldes i høj grad netop pladetektonikken, da der ved stor tektonisk aktivitet vil være mange vulkanudbrud, hvorved der bl.a. frigøres CO_2 til atmosfæren (Figur 2). Et eksempel er Kridttiden, hvor Atlanterhavet blev dannet. På dette

tidspunkt var vulkanismen så kraftig, at der blev udledt store mængder drivhusgasser, og indholdet af CO_2 i atmosfæren var ca. 10 gange så højt som i dag (Figur 1). Af den årsag menes den globale gennemsnitstemperatur i kridttiden at have været 10-15 grader højere end i dag.



Figur 2 Atmosfærens naturlige indhold af CO_2 bestemmes bl.a. af de pladetektoniske processer. Øget vulkanisme betyder større udledning af CO_2 mens øget forvitring i forbindelse med bl.a. bjergkædedannelse vil fjerne CO_2 fra atmosfæren. Fra Seidekrantz 2009 (Geografiske Orientering vol 5).

I perioder, hvor vulkanisme er mindre udtalt og de tektoniske plader bevæger sig langsommere, vil der slippe relativt mindre CO_2 ud til atmosfæren, og CO_2 indholdet vil derfor langsomt falde. Indholdet af CO_2 i atmosfæren vil ligeledes falde i perioder, hvor to eller flere kontinenter støder sammen, da dette forårsager bjergkædedannelse. Unge bjergkæder betyder, at frisk materiale konstant er tilgængelig for kemisk forvitring, og under denne kemiske

forvitring bruges den frie CO_2 fra atmosfæren i forbindelse med omdannelse af visse bjergarter til kalk ($\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$). Det er netop på grund af dannelsen af Himalaya bjergene, Alperne og Andesbjergene m.m. og det deraf følgende relativt lave indhold af CO_2 i atmosfæren, at Jordens klima i dag er koldere, end det har været gennemsnitligt over Jordens historie.

Dannelse af nye bjerge frigiver materiale, som kan forvitres under forbrug af fri CO_2 . Jordens klima er i dag koldere end gennemsnitligt for Jordens hidtidige historie blandt andet på grund af unge bjergkæder som Alperne, Himalaya og Andes. På billedet ses vulkanen La Cumbre på Galapagos-øerne. En ung og særdeles aktiv vulkan, der sidst var i udbrud i 2009



Kontinenternes bevægelser og klodens istider

Selve placeringen af kontinenterne kan også påvirke klimaet, da deres placering har betydning for havstrømmenes og vindenes forløb. Et eksempel er den globale nedkøling, der er foregået de sidste ca. 35 millioner år. Denne nedkøling kædes til dels sammen med løsrivelsen af Antarktis fra Sydamerika og Australien, der har muliggjort dannelsen af en havstrøm, som strømmer rundt om Antarktis og isolerer kontinentet, så de varme vandmasser fra Sydatlanten og Stillehavet ikke kan påvirke klimaet på Antarktis. Siden løsrivelsen er Antarktis gradvist blevet koldere, og består nu overvejende af en tyk iskappe, der har påvirket hele jordens klima, både ved at isen reflekterer en stor af solens indstråling og på grund af ændringer i havstrømmenes forløb.

Store iskapper dannes på landområder på eller nær ved en af polerne, da opbygningen af en iskappe starter, hvor det er koldest. Selve isopbygningen foregår på land eller på vanddybder mindre end ca. 50 m, og derfor falder klodens istider sammen med de tidspunkter, hvor der har været landmasser på eller nær en af polerne. I lange perioder af de sidste 700 millioner år har de største landmasser været koncentreret på den sydlige halvkugle, og det er kun for forholdsvis nyligt, at hovedparten af landmasserne er rykket tættere på Nordpolen. Under tidligere tiders istider var det således overvejende de sydlige landområder, der var dækket af is, mens det under de sidste istidsperioder (de sidste 2-3 millioner år) har været landmasser på den Nordlige halvkugle, der har været dækket af is. Kontinenternes placering bestemmer således både muligheden for isdække men også placeringen af iskapper.

Istider og mellemistider – på vej mod en ny istid?

Klimaet er langsomt blevet koldere gennem de sidste godt 35 millioner år, men for 2,6 millioner år siden kom et brat skifte, der hurtigt gjorde klimaet

betydeligt koldere. Samtidigt dannedes større iskapper på den nordlige halvkugle. Det var startskuddet til en periode præget af vekslende istider og mellemistider, og jordens gennemsnitstemperatur har siden varieret fra 5 til 8 °C. I de varmere perioder (mellemistider) har iskapperne overvejende begrænset sig til Antarktis og Grønland. Der har sandsynligvis været så mange som 40 istider, adskilt af lige så mange mellemistider i de sidste godt 2 millioner år. Under en del af disse istider, specielt de seneste, som har været ekstreme, har isen bredt sig ud over store dele af den nordlige halvkugle. Vi lever i øjeblikket i en mellemistid, der startede for ca. 11.700 år siden.

Ændringer i klimaet fra istid til mellemistid tilskrives i høj grad ændringer i solens indstråling, forårsaget af variationer i jordaksens hældning og retning samt Jordens bane omkring Solen (se Figur 3A og 3B). Dette kaldes Milankovitch-teorien efter den serbiske astronom Milutin Milankovitch. Solens indstråling kan beregnes både for fortid og fremtid, og derfor kan vi også estimere om og, i givet fald, hvornår en ny istid vil begynde. Det er jordens hældning, som forårsager årstiderne. Hvis jordens akse ikke hældede, var der næsten ingen variation mellem årstiderne. En større vinkel på aksehældningen giver varmere somre og koldere vintre både på den nordlige og sydlige halvkugle, mens indstrålingen på høje breddegrader øges i forhold til indstrålingen på lave breddegrader.

Indlandsisen ved Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) i Grønland. I de varmere perioder (mellemistider) har iskapperne overvejende begrænset sig til Antarktis og Grønland. Læg mærke til manden nederst i venstre hjørne.



FOTO: CARSTEN BRØDER HANSEN

Jordbanens form – excentriciteten

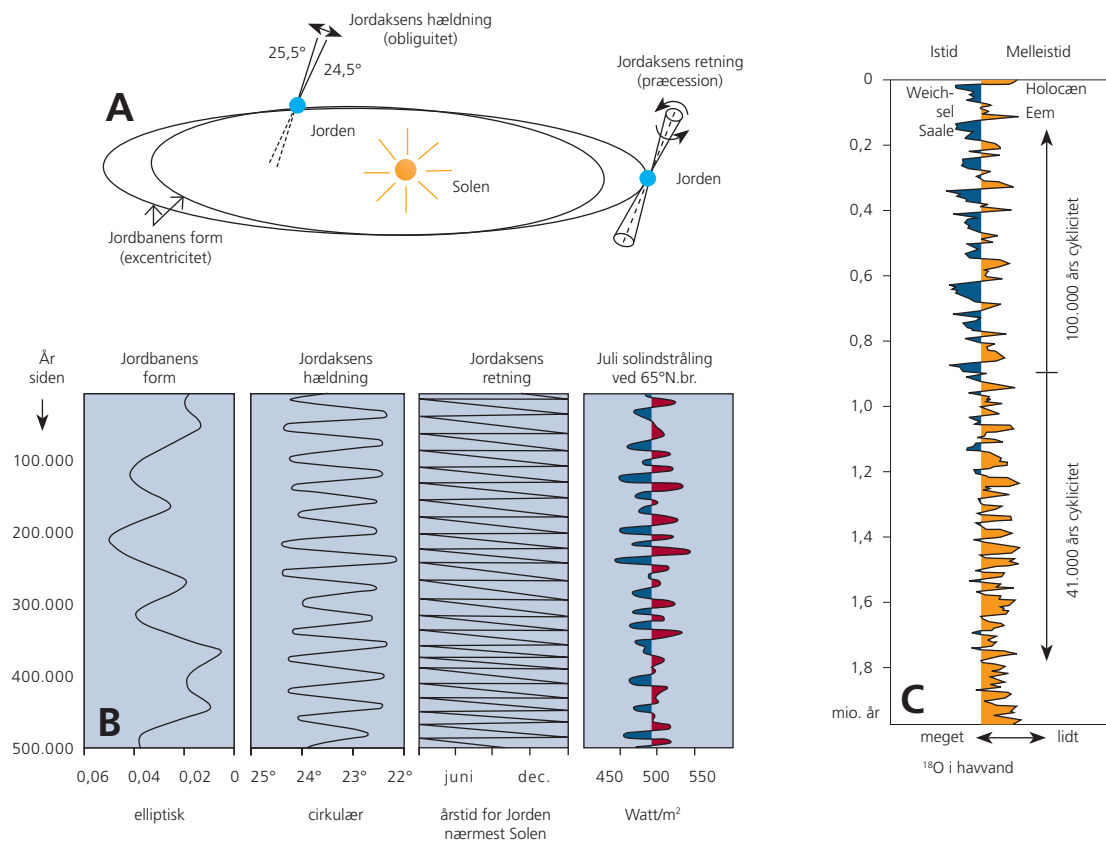
Jordens bane omkring Solen danner som bekendt en ellipse; men formen af denne ellipse varierer gennem tiden fra næsten cirkelformet til en noget fladere ellipse pga. påvirkninger (tyngdekraften) fra solsystemets andre planeter. Jordbanens ellipticitet kaldes excentriciteten, og ellipsen varierer med cykliciteter på ca. 100.000 og 400.000 år (se Figur 3A og 3B).

I dag er der ca. 3% forskel i afstand fra Jorden til Solen mellem den tætteste og den fjerneste position. Jorden befinder sig tættest på Solen den 3. januar, altså tæt på den nordlige halvkugles vintersolhverv (21. december). Det betyder, at både vintrene på den nordlige halvkugle og somrene på den

sydlige halvkugle er lidt varmere, end de ville have været, hvis jordens bane havde beskrevet en perfekt cirkel. Da jorden er længst væk fra solen den 4. juli, nær sommersolhverv (21. juni), er somrene på den nordlige halvkugle og vintrene på den sydlige halvkugle tilsvarende lidt koldere. Dette giver i dag lidt mindre sæsonforskel på den nordlige end den sydlige halvkugle, da den nordlige halvkugle rammes af mindre sollys om sommeren og mere om vinteren end de tilsvarende årstider på den sydlige halvkugle. Effekten af Jordens elliptiske bane på årstiderne er dog ret lille, idet den kun forstærker eller formindsker solindstrålingen med få procent. Excentricitetens største betydning ligger i dens indvirken på præcessionen, idet præcessionen har større betydning, når jorden er mere elliptisk.



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN



Figur 3 Ændringer i Solens indstråling sammenlignet med klimakurve for de sidste 2 millioner år.

A og B: Periodiske ændringer i Jordens bane omkring Solen og jordaksens hældning påvirker hinanden, således at solindstrålingen følger forskellige cykliske variationer, der påvirker hinanden og danner et kompliceret mønster. Kurverne viser beregninger af jordbanens form (excentricitet) og jordaksens hældning (obliquitet), jordaksens retning (præcession) samt den deraf resulterende solindstråling ved 65° N.br. gennem de sidste 500.000 år. Excentriciteten er udtrykt ved sammenpresningen af den korte akse i forhold til den lange akse af den elliptiske jordbane. Jordens omdrejningsakse står på skrå i forhold til Jordens bane. Aksens hældning er dog ikke konstant, og den varierer cyklisk med en periodelængde på 41.000 år. Vinklen varierer mellem 22,1° og 24,5°. I dag er den 23,5° og aftagende.

C: Kurven viser variationer i forholdet mellem de to iltisotoper ^{18}O og ^{16}O i havvand gennem Kvartærtidens sidste 2 millioner år. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -forholdet er især afhængig af mængden af indlandsis og er derved et udtryk for den globale temperatur samt mængden af vand, der er bundet i gletcheris. Kurven viser derved de gentagne skift mellem istider og mellemistider. Kuldeperioder, istider, er vist med blå, mens varmeperioder, mellemistider, er vist med rødt. Fra for 1,8 millioner til for 900.000 år siden varierede klimaet med en periodicitet på 41.000 år, der hænger sammen med variationer i jordaksens hældning (obliquiteten). Efter en overgangsperiode på ca. 200.000 år, har klimamønstret gennem de sidste 700.000 år været præget af 100.000-års cykliciteten i jordbanens form (excentriciteten). Efter Seidenkrantz 1998, 2009.

Jordaksens retning – præcessionen

Jordaksens retning (aksens præcession) samt den elliptiske jordbanes retning (ellipsens precession), hvor det er selve jordens ellipse, der skifter retning, er af meget stor betydning for klimaet (Figur 3A og 3B). Præcessionen har stor betydning for årstiderne, idet den kan få Jordens placering i forhold til Solen under de forskellige årstider til at flytte sig. Da Jorden er nærmest Solen den 3. januar giver det mindre årstidsvariationer på den nordlige end på den sydlige halvkugle. For 11.000 år siden var dette dog modsat, idet Jorden lå tættest på Solen i juni-juli og længst væk fra Solen i december-januar, hvorfor årstidsvariationerne dengang var kraftigst på den nordlige halvkugle. Præcessionen varierer med frekvenser på 23.000 og 19.000 år, i gennemsnit 21.700 år. Den har størst direkte betydning på lave breddegrader og har størst betydning, når jordbanen er mere elliptisk. Disse mekanismer danner tilsammen mønstret for solindstrålingen (Figur 3B). Solindstrålingen er således domineret af præcessionen, specielt på lave og mellemste breddegrader, mens obliquiteten er vigtigere ved højere til mellemste breddegrader. Excentriciteten modificerer kun præcessionens betydning. Størrelsen af ændringer i Solens indstråling vil variere mellem breddegrader samt over året. Generelt vil den mængde solenergi, der rammer Jordens atmosfære, være næsten konstant over tid. Når mindre energi rammer den nordlige halvkugle, vil mere ramme den sydlige og omvendt.

Indstråling bestemmer iskappedannelse

Hvis den gennemsnitlige indstråling om sommeren falder på et givet sted, vil den stige om vinteren. Det kan derfor undre, hvorfor Solens indstråling har så stor betydning for klimaet. Dette skyldes, at det er meget afgørende, hvor og hvornår den maksimale solindstråling falder. Iskapper bliver som nævnt opbygget tæt på polerne, på den nordlige halvkugle omkring 65° N.br., da der her er koldt nok til at isen ikke smelter, men samtidig ikke så koldt, at luften bliver for tør til, at der kan falde nedbør (sne). Samtidig er det sommertemperaturen,

der bestemmer, om der kan dannes iskapper, da det er somrenes varme, der afgør, om vinterens sne vil smelte bort. Det har derfor vist sig, at det er den mængde sollys, der rammer Jorden på 65° N.br. om sommeren (juni-juli), der er afgørende for, om vi har istid eller mellemistid.

Hvornår kommer den næste istid?

En istids-mellemistids cyklus har gennem de sidste ca. 700.000 år varet ca. 100.000 år (Figur 3C). Den mekanisme, der umiddelbart ser ud til at have størst betydning for dette, er således excentriciteten (jordbanens form). Dette er dog primært fordi excentriciteten forstærker præcessionens cyklicitet, således at der for hvert 4-5 præcessions minimum (= maksimum i solindstrålingen) vil være et ekstra markant minimum i præcessionen, der danner et markant maksimum i solindstrålingen. Dette kan så starte en ny mellemistid. Tidligere varede en cyklus kun ca. 41.000 år (Figur 3C). Dengang havde jordaksens hældning større betydning, idet skiftene mellem istid og mellemistid fulgte hældningens 41.000 års cyklus. I øjeblikket oplever vi en lav excentricitet (Jordens bane er tæt på cirkulær), således at variationerne i præcession for tiden har mindre indflydelse på klimaet. Dette skyldes indflydelse fra 400.000-års cykliciteten i excentriciteten, der modificerer 100.000-års cykliciteten. Pga. effekten fra 400.000 års cykliciteten i excentriciteten, vil næste istid vil først starte om 20-50.000 år.

Solindstrålingen er dog kun den udløsende faktor, som påvirker andre faktorer. For at finde en mekanisme, der påvirker klimaet mere direkte, skal man først og fremmest se på havstrømmene.

Det er beregnet at næste istid vil starte om 20-50.000 år. På det tidspunkt vil store dele af den nordlige halvkugle se ud som Antarktis gør i dag.



FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Havcirkulationen – havets klimapumpe

Havstrømmene fordeler energi fra Solen, der hovedsageligt optages ved ækvator. Derfor har oceanerne stor betydning for klimaet på Jordens overflade. I havet nord for Island sker der en stor fordampning. Da saltet naturligvis ikke fordamper, betyder det, at det resterende havvand bliver mere salt. Endnu vigtigere er det, at overfladevandet fryser til is så der dannes havis. Da ferskvand fryser lettere end saltvand, vil havisen ikke kunne indeholde så meget salt (kun op til 7 ‰; mens havvand gennemsnitligt indeholder 35 ‰ salt), og det resterende vand bliver endnu mere saltholdigt. Da vandet er tungere, jo mere salt det indeholder, vil dette havvand synke til bunds. Herved dannes det bundvand, som breder sig i de dybe oceaner, flyder gennem Atlanten, gennem Det Indiske Ocean og ind i Stillehavet, hvor det langsomt opvarmes. Opvarmningen sker samtidigt med vinddreven 'upwelling', og derfor stiger bundvandet til overfladen, hvor det danner et lag af overfladevand.

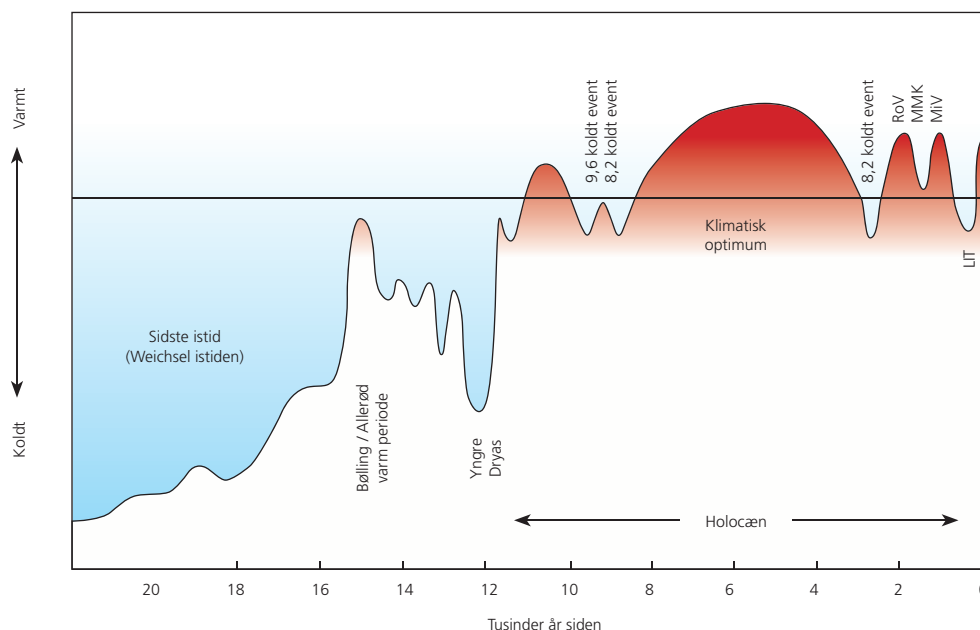
Da der således forsvinder vand fra Atlanten, må dette jo kompenseres med vand fra andre egne. Det sker med en overfladestrøm fra Stillehavet, der flyder op langs Afrikas kyst og videre gennem Caribien og Den Mexicanske Golf, hvor det opvarmes. Strømmen slår først en stor sløjfe i det centrale Nordatlanten, en effekt der er drevet af vinden. Herefter drejer den over mod Europas kyst og søger nordover. Herved sker der en nettotransport af varmt vand mod nord. Denne varme, nordgående strøm er kendt som Golfstrømmen. Transport af varme fra de subtropiske dele af Atlanten er årsag til det varme klima i Nordvest-Europa. I det vestlige Nordatlanten mødes Golfstrømmen med den arktiske Østgrønlandske Strøm, og det er let at forestille sig, at små ændringer i styrkeforholdene mellem de to strømme kan have stor indflydelse på klimaet.

Det moderne klima

– klimasvingninger i historisk tid

Når der i dagpressen tales om den aktuelle globale opvarmning og drivhuseffekten, sammenligner man oftest kun med de sidste ca. 100-150 år. Over denne korte tidsperiode er temperaturen da også steget betydeligt, men hvis man sammenholder det med forholdene tilbage gennem vores nuværende mellemistid, vil man opdage, at klimaet faktisk generelt har svinget meget gennem de sidste 11.700 år (figur 4). Dog har de klimatiske variationer i mellemistiden ikke været nær så kraftige som variationerne mellem istider og mellemistider. Bortset fra den allerførste del af vores mellemistid, hvor afsmeltningen af de store iskapper gjorde klimaet meget ustabil, var klimaet i begyndelse og specielt i midten af vores nuværende varmtid (Holocæn) et par grader varmere end i dag (Figur 4). Dette skyldes, at sommer-solindstrålingen på den nordlige halvkugle var højere end i dag (relateret til Milankovitch-cykliciteten). Vinter-indstrålingen var dog svagere, så vi havde kraftige årstidsvariationer. Siden er sommer-temperaturen faldet gradvist, specielt gennem de sidste 4-5.000 år, og endnu stærkere de sidste 3.000 år.

Ud over denne generelle tendens, har klimaet haft markante udsving i kortere perioder. Vikingetiden var eksempelvis en varm periode, hvilket gjorde det muligt for Nordboerne at befolke Grønland. Denne "Middelalder Varmtid" blev afløst af en meget kold periode i tidsrummet ca. 1350-1850 e.kr. Den periode er kaldt "Lille Istid", men skal naturligvis ikke forveksles med en "rigtig" istid, selv om kulden havde konsekvenser. Især under de koldeste perioder omkring 1650-1700 satte misvækst og hungersnød ind. Det er her interessant at bemærke, at netop 1850'erne, som var den sidste del af den koldeste periode gennem de sidste 8.000 år, også er det tidspunkt, hvor de systematiske instrumentelle (termometer) målinger af temperaturen begyndte.



Figur 4 Klimaudviklingen over de sidste 22.000 år. RoV = Romers Varmtid, MMK = Mørke Middelalders Kuldeperiode, MiV = Middelalder Varmtid, LIT = Lille Istid.

Ændringer i Solens udstråling i historisk tid

Man har foreslået, at klimasvingninger i Holocæn til dels skyldes ændringer i Solens energiudladning, således at Solen har udsendt mindre energi i kolde perioder end i de varme perioder. Det er blevet påvist, at Solens udstråling faktisk var lav under de koldeste perioder under den Lille Istid (ca. 1350-1850 e.Kr.), mens udstrålingen gennemsnitligt var forholdsvis høj under Middelalder Varmtid (ca. 900-1350 e.Kr.). Dette kan måles gennem undersøgelser af de såkaldte 'kosmogene isotoper' (bl.a. ^{14}C og ^{10}Be), som er ustabile (dvs. radioaktive) nucleider, der dannes i Jordens atmosfære, når atmosfæren bliver bombarderet af kosmisk stråling produceret i forbindelse med supernova-eksplosioner. Under perioder, hvor Solens energiekspert er kraftig, vil Solens magnetfelt (~solvinden) delvist beskytte Jorden mod den indkommende stråling, og der vil dannes færre kosmogene isotoper. Hvis Solen er svagere, vil

dens beskyttelse også aftage, og flere kosmogene isotoper dannes. Ved at måle mængden af kosmogene isotoper i Jordens aflejringer kan man derfor bestemme, hvor kraftig Solens udstråling har været.

Selvom variationer i Solens energi antageligt spiller en rolle, er det dog også værd at bemærke, at variationerne i Solens energiudladning er ret små, og tidsmæssigt falder variationerne i Solens styrke desuden ikke altid sammen med klimaændringerne. Således skete der et betydeligt temperaturfald og en svækkelse af den nordgående transport af varmt vand (fra Golfstrømmen) i forbindelse med skiftet fra Middelalder Varmtid til Lille Istid omkring 100 år inden faldet i Solens udstråling. Nyere undersøgelser har også peget på, at størrelsen af fluktuationer i Solens energiudladning ikke er konstant, så ændringer i Solens energiudladning har haft større betydning for klimaet i nogle perioder end i andre.



FOTO: COLORBOX

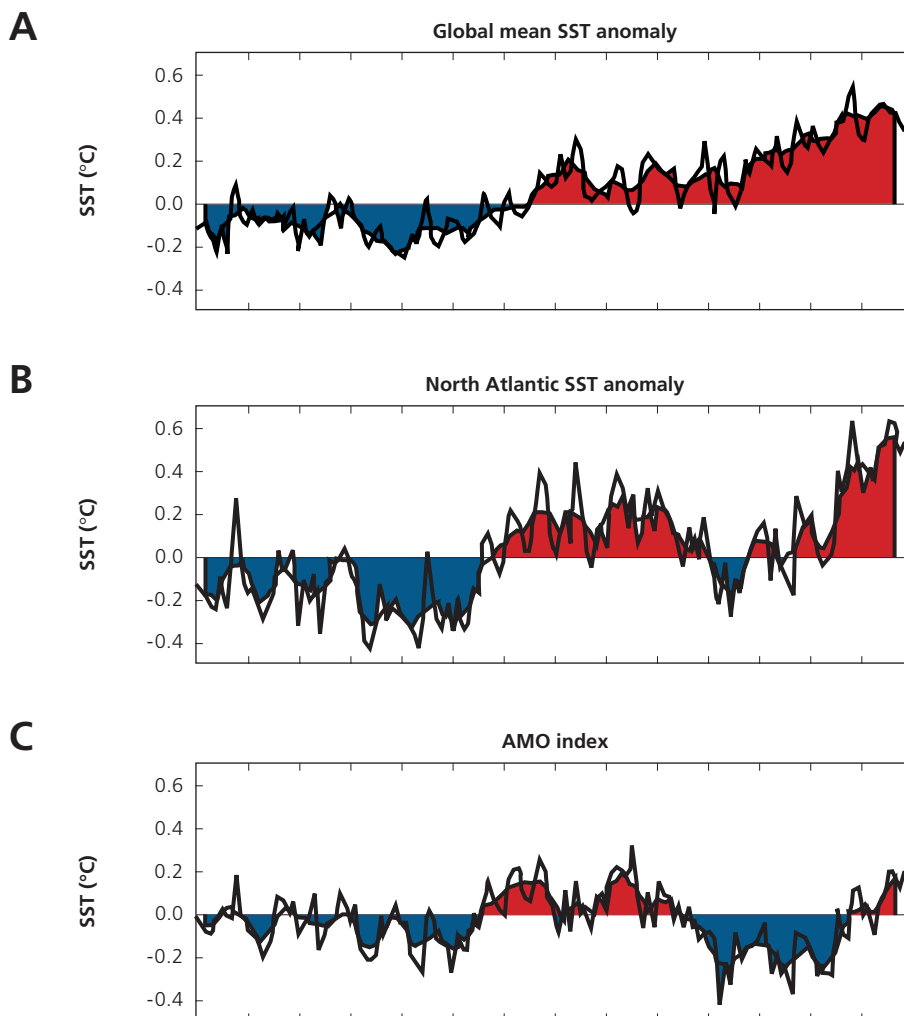
Interne variationer i havet og atmosfæren – AMO

Der findes også mekanismer i Jordens interne klimasystem (havstrømme, vinde), som har stor indvirkning på klimaforandringer. Blandt de vigtigste tæller den såkaldte 'Atlantiske Multidecadiske Oscillation' (AMO), den 'Nordatlantiske Oscillation' (NAO), samt El Niño. De vigtigste mekanismer for klimaet i Danmark og Nordeuropa er AMO og NAO. AMO er defineret ud fra målinger af temperaturen af overfladevandet i Nordatlanten gennem de sidste ca. 140 år. Målingerne viser, at temperaturen af overfladevandet har svinget nogenlunde regelmæssigt mellem kolde og varme perioder (Figur 5). Varigheden af en svingning (en kold plus en varm periode) har ud fra temperaturmålinger hidtil været skønnet til at være omkring 60-90 år. På grund af den korte serie af måledata har der været usikkerhed om, hvorvidt fænomenet overhovedet var reelt. Ny forskning baseret på geologiske data fra de sidste 8.000 år har dog afdækket, at AMO har eksisteret gennem disse 8.000 år, og haft en cyklicitet på 55-70 år.

Der har også hersket diskussion om AMO's årsag, idet både ændringer i solens energiuudladning og i interne variationer i havets cirkulation har været fremsat som forklaringer. Den nye forskning tyder på, at det er overvejende sandsynligt, at AMO'en har været, og fortsat er, drevet af interne svingninger i Atlanterhavets cirkulation – som et badekar der skvulper.

AMO har tilsyneladende en kraftig indflydelse på klimaet i de områder, der støder op til Atlanterhavet. Ud over at påvirke sommertemperaturen i Europa og Nordamerika, spiller AMO en væsentlig rolle for mængden af nedbør i Nordafrika, Nordamerika og Brasilien, samt ikke mindst for forekomsten af ekstremvejr, såsom orkaner i Caribien og det sydøstlige USA. Det faktum, at AMO har kunnet følges 8.000 år tilbage i tid viser, at fænomenet udgør en fast bestanddel af de klimastyrende mekanismer i det atlantiske område. AMO bør inddrages i fremskrivninger af klimaet, idet den vil medvirke til at øge den fremtidige globale opvarmning i de perioder, hvor AMO er i sin positive fase, og temperaturen i Nordatlanten derfor øges naturligt. Til gengæld vil hastigheden af den globale opvarmning i det atlantiske område midlertidigt mindskes i de perioder, hvor AMO er i sin negative fase og temperaturen i Nordatlanten aftager naturligt. Simple fremskrivninger af klimaet i og omkring Nordatlanten tyder på at frekvensen og intensiteten af ekstremvejr vil være nogenlunde konstant frem til ca. 2050, hvorefter de vil øge betragteligt frem mod ca. 2090.

Ved målinger af radioaktive isotoper er det blevet påvist, at solens udstråling var lav under de koldeste perioder under den Lille Istid, mens udstrålingen gennemsnitligt var forholdsvis høj under Middelalder Varmtid.



Figur 5 A) Variationer i den globale overflade-havtemperatur over de sidste 140 år. Kurven viser variationer i den globale middeltemperatur i forhold til middeltemperaturen for perioden 1901-1970. B) Variationer i middeltemperaturen af overfladevandet i det nordatlantiske område. C) Det såkaldte "AMO-index" - beregnet som forskellen mellem middeltemperaturen i Nordatlanten (B) og det globale havtemperatur-trend (A). Den røde farve angiver intervaller, der var relativt varme i forhold til middeltemperaturen for 1901-1970, mens den blå farve angiver relativt kolde intervaller.

Interne variationer

– Den Nordatlantiske Oscillation (NAO)

På den Nordlige Halvkugle vil vindene omkring et lavtryk dreje mod uret, mens de bevæger sig med uret omkring et højtryk. Der befinder sig i dag et semi-permanent lavtryk over Island og tilsvarende et højtryk over Azorerne. Dette system betyder en kraftig vestenvind, der bringer varme og fugtighed til Nordvesteuropa. Denne vestenvind er også med til at blæse det varme vand fra Golfstrøm-systemet tættere på Europas kyst, og giver ekstra varme forhold her (dette kaldes en NAO+ situation pga. stor trykforskel; Figur 6A). I nogle perioder vil lavtrykket over Island blive svagere og bevæge sig lidt længere mod syd, mens højtrykket over Azorerne også bliver svagere (kaldes en NAO- situation pga. lille trykforskel; Figur 6B). Det betyder, at vestenvinden bliver svagere og desuden rykker sydover. Samtidigt vil den svagere vind ikke skubbe så kraftigt til vandet fra Golfstrømmen, og mere af det varme vand vil i stedet flyde tilbage mod vest, hvor det vil bevæge sig op langs kysten af Vestgrønland. Under NAO- perioder vil det således blive koldere og mere tørt i Danmark (specielt om vinteren); men det kan også betyde, at klimaet er varmere i Vestgrønland. Dette system varierer fra år til år, men der er længere sammenhængende perioder, hvor klimaet i Nordatlanten overvejende er præ-

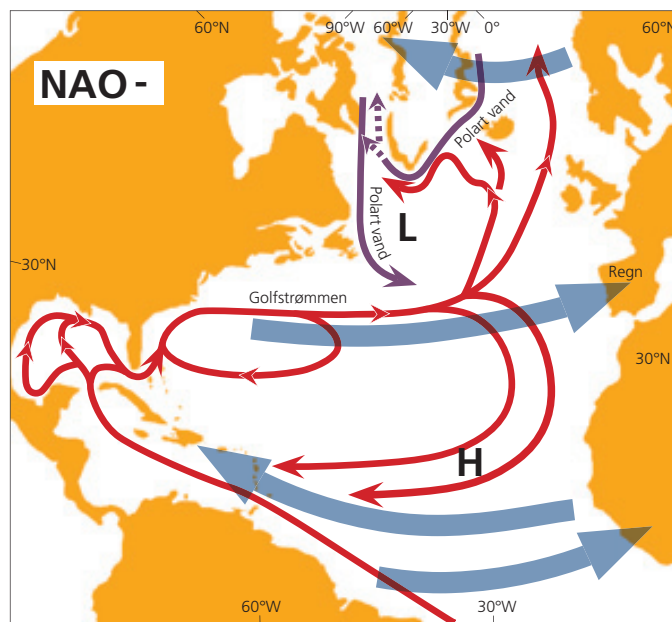
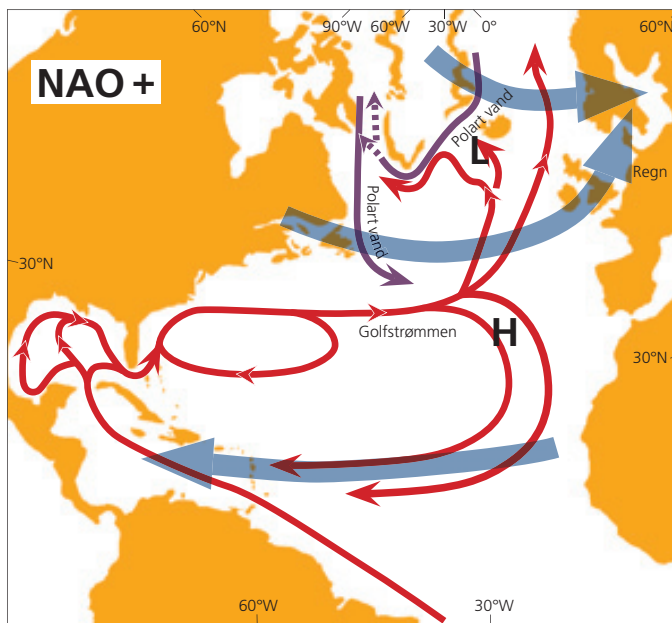
get af enten en NAO+ eller en NAO- situation. Den nyeste forskning tyder på, at under den Lille Istid herskede overvejende en NAO- situation, mens Middelalder Varmtid (og den Moderne opvarmning) var præget af NAO+. Hvordan (og hvorvidt) sammenhængen mellem disse interne ændringer i klimasystemet hænger sammen med ændringer i Solens indstråling er endnu usikkert. Det er endnu svært at inddrage betydningen af NAO i beregninger af fremtidens klima på længere sigt, men på kortere sigt (5-10 år) er NAO vigtig for estimeringen af vinterklimaet i den Nordatlantiske region. For eksempel var vintrene 2009/10 og 2010/11 kolde og rige på sne i Europa, mens Grønland oplevede usædvanligt varme vintre. Dette mønster er typisk for NAO-forhold. Den efterfølgende vinter (2011/12) var i modsætning betydeligt varmere i Europa og var et eksempel på et NAO+ år. Dette viser tydeligt, at NAO fænomenet har stor, direkte betydning på både klima og vejrlig.

Menneskeskabte klimaforandringer – det store perspektiv

Jordens klima varierer, og over millioner af år er variationerne ekstreme. Da Jorden blev dannet for omkring 4,6 mia. år siden, var Solens energiudladning omkring 30 % lavere end i dag. Siden er Solen gradvist blevet kraftigere. Hvis man på daværende tidspunkt havde haft en atmosfæresammensætning svarende til den nuværende, ville Jordens gennemsnitstemperatur have været under frysepunktet indtil for 1-2 milliarder år siden, hvor Solens energiudladning havde nået en tilstrækkelig kraft til at opvarme Jorden. Vi ved dog fra geologiske undersøgelser, at der var rindende vand på Jorden meget længere tilbage, og at Jorden således ikke var frosset. Dette var kun muligt, fordi atmosfærens indhold af drivhusgasser var betydeligt højere pga. meget kraftigere vulkansk aktivitet end i dag. Som det fremgår af tidligere afsnit er "normalsituationen" en væsentligt varmere planet end nutidens. Også dele af de sidste 12.000 år, som i geologisk sammenhæng blot er et øjeblik, har været nogle grader varmere end de sidste 150 år, hvor vi for første gang har kunnet foretage systematiske instrumentelle målinger af temperaturen. Ud fra en overordnet betragtning kunne man således hævde, at den aktuelle diskussion om menneskeskabte klimaforandringer er af marginal betydning. De få graders gennemsnitlige temperaturstigninger (i forhold til det nuværende forholdsvis kolde niveau), der sandsynligvis bliver konsekvensen af vores afbrænding af fossile brændstoffer og animalske produktion, vil stadig ikke bringe os op i nærheden af Jordens gennemsnitlige temperatur, hvis man sammenligner med Jordens lange geologiske historie. Der er imidlertid mange andre faktorer, der skal tages i betragtning. Temperaturstigninger vil følges af et hævet havniveau og en større vejrmæssig ustabilitet, dvs. flere ekstreme vejrforhold. Hovedproblemet er, at der i dag lever flere mennesker på jorden end nogensinde tidligere og en meget stor del af disse

mennesker lever i og af områder der bliver særligt hårdt ramt af tyfoner, flodbølger og oversvømmelser. Der er dog også potentielt den risiko, at den mindskede havisdannelse og øgede afsmeltning af den grønlandske indlandsis, som den globale opvarming forventes at forårsage, kan mindske styrken af dybvandspumpen og derved betyde en svagere Golfstrøm. Dette kunne betyde et gennemsnitligt temperaturfald i Danmark på 3-6 grader på trods af det ellers globalt set varmere klima.

På meget længere sigt kunne det dog potentielt være interessant, hvis vi kunne lære at styre klimaet – f.eks. ved at 'skrue på' atmosfærens indhold af drivhusgasser. Vi ved nemlig at om 20-50.000 år vil det blive ekstremt koldt og store dele af den nordlige halvkugle vil være ubeboelig, når den næste istid rammer os. Men det har lange udsigter, og lige nu er det vores opgave at lære at klare os uden at øge udledningen af drivhusgasser.



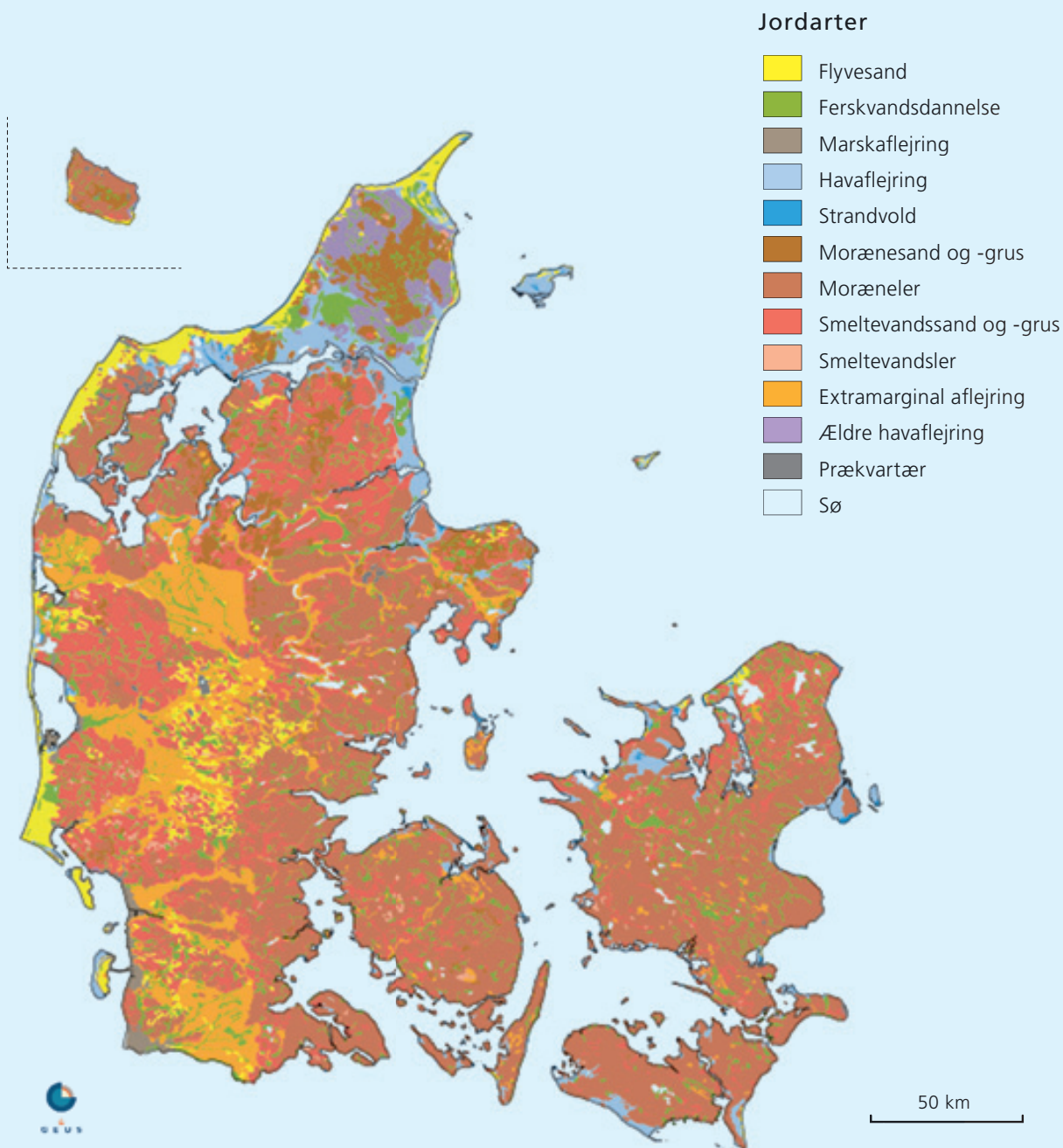
Figur 6 Vores klima er i høj grad påvirket af den Nordatlantiske Oscillation. Kortene viser overfladestrømme i Nordatlanten (røde pile = varmt vand; mørkeblå pile = koldt vand), placering af højtryk (H), lavtryk (L) og vindretninger (lyseblå pile) i Nordatlanten under hhv. NAO+ (øverst) og NAO- (nederst) situationer.



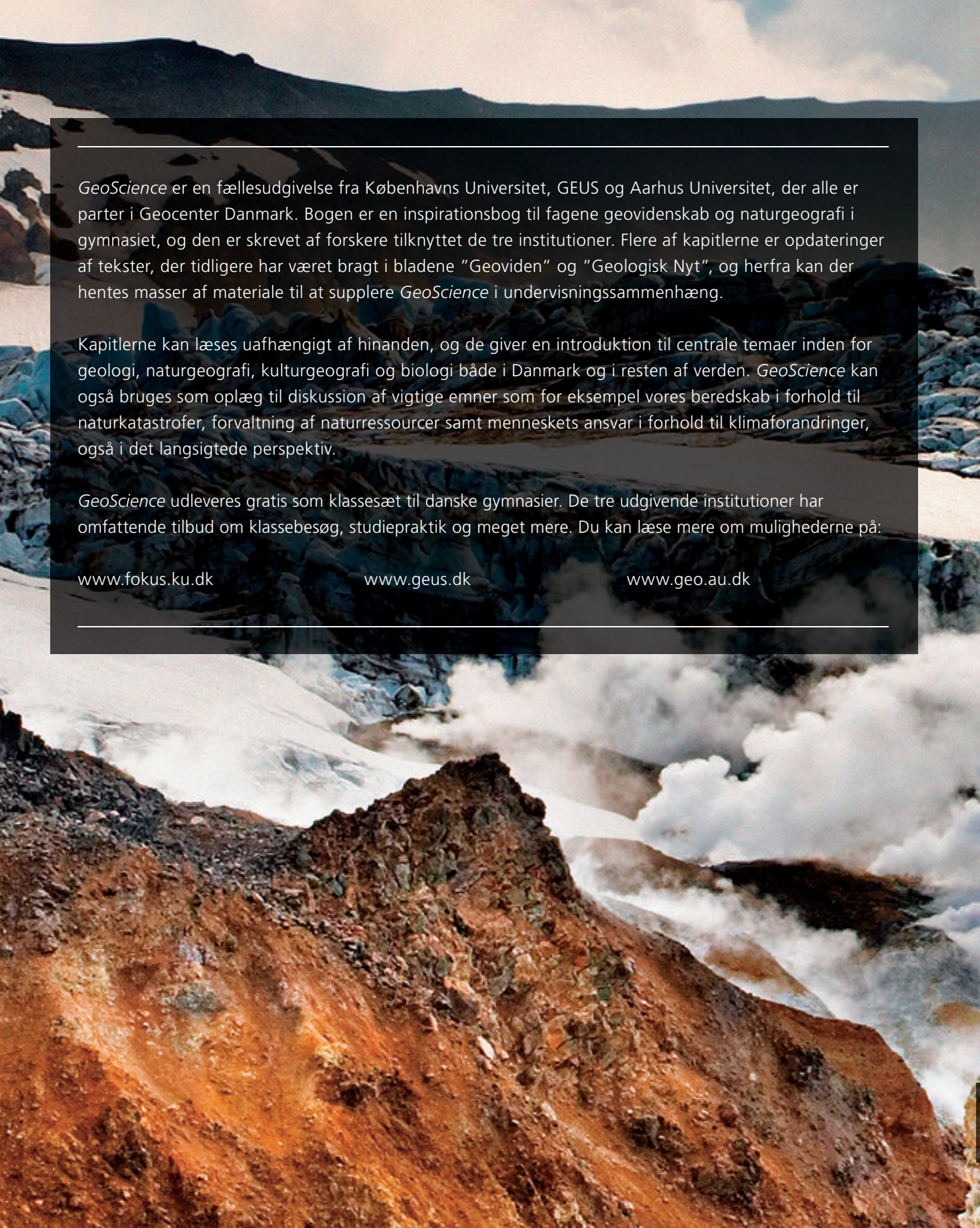


FOTO: CARSTEN BRODER HANSEN

Danmarks jordarter



Kort over de jordarter, der findes i den øverste meter af jordoverfladen.
Kortet er resultat af mere end 100 års systematisk geologisk kortlægning.
©GEUS



GeoScience er en fællesudgivelse fra Københavns Universitet, GEUS og Aarhus Universitet, der alle er parter i Geocenter Danmark. Bogen er en inspirationsbog til fagene geovidenskab og naturgeografi i gymnasiet, og den er skrevet af forskere tilknyttet de tre institutioner. Flere af kapitlerne er opdateringer af tekster, der tidligere har været bragt i bladene "Geviden" og "Geologisk Nyt", og herfra kan der hentes masser af materiale til at supplere *GeoScience* i undervisningssammenhæng.

Kapitlerne kan læses uafhængigt af hinanden, og de giver en introduktion til centrale temaer inden for geologi, naturgeografi, kulturgeografi og biologi både i Danmark og i resten af verden. *GeoScience* kan også bruges som oplæg til diskussion af vigtige emner som for eksempel vores beredskab i forhold til naturkatastrofer, forvaltning af naturressourcer samt menneskets ansvar i forhold til klimaforandringer, også i det langsigtede perspektiv.

GeoScience udleveres gratis som klassesæt til danske gymnasier. De tre udgivende institutioner har omfattende tilbud om klassebesøg, studiepraktik og meget mere. Du kan læse mere om mulighederne på:

www.fokus.ku.dk

www.geus.dk

www.geo.au.dk
